

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI di NAPOLI FEDERICO II



DIPARTIMENTO
DI SCIENZE DELLA TERRA,
DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA

XXVI CICLO

Tesi di Dottorato
in
Geologia del Quaternario

RICOSTRUZIONE PALEOGEOGRAFICA E
PALEOAMBIENTALE DELLA CITTA' DI NAPOLI:
UN'INDAGINE GEOARCHEOLOGICA

Tutor
Prof.ssa, Paola Romano

Dottoranda
Liuzza Viviana

Co-Tutor
Prof., Christophe Morhange
Dott., Valentino Di Donato

Triennio 2011-2014

Ringraziamenti

Desidero esprimere ringraziamenti innanzitutto al mio Tutor la professoressa Paola Romano che mi ha seguito in tutte le fasi di questa ricerca; in ogni circostanza si è mostrata una guida di estrema competenza sempre prodiga di consigli e suggerimenti costruttivi per tutti gli argomenti trattati in questa tesi.

Sentiti ringraziamenti vanno ai miei due Co Tutor il professore Christophe Morhange e Valentino di Donato. Il primo, in particolare con la sua profonda conoscenza del Mediterraneo Antico mi ha fatto avvicinare con passione alle complesse tematiche geoarcheologiche dei porti antichi del Mediterraneo, il secondo mi ha guidato soprattutto nella trattazione statistica delle variabili paleontologiche.

Vivi ringraziamenti sono indirizzati al Dottor Nick Marriner e al Professore Giuliano Ciampo che con pazienza e disponibilità mi hanno istruito sulle tematiche paleontologiche, in particolar modo sulle specie marine di molluschi e ostracodi del Mediterraneo.

Un caloroso ringraziamento va ai dottori Maria Rosaria Ruello e Francesco Detta con i quali ho condiviso incertezze e perplessità e che si sono rivelati sinceri e validi collaboratori specie nelle fasi più ostiche della ricerca.

Si ringrazia la professoressa Elda Russo Ermolli per la sua conoscenza dell'area di studio e per il suo sostegno nelle fasi di campionamento.

Ringraziamenti particolari vanno a tutta la squadra archeologica composta dalle Dottoresse e Dottori: Daniela Giampaola, Vittoria Carsana, Claudia Bartoli, Giuliana Boenzi, Francesco Detta, Marina Di Marco, Marco Giglio, Silvana Iodice, Cinzia Schiano di Cola. Senza di loro non sarebbe stato possibile intraprendere lunghe attività di acquisizione di dati geoarcheologici nelle aree di scavo dei cantieri della metropolitana ed effettuare costruttivi scambi di idee e professionalità.

Per le valutazioni di carattere vulcanologico si ringrazia il fondamentale il contributo del Dottor Mauro Antonio Di Vito della sezione Osservatorio Vesuviano di Napoli dell'INGV.

Si ringrazia inoltre la Dottoressa Doriane Sabatier e Yves Gally che mi hanno accolto e guidato nei laboratori francesi del CEREGE in Aix- En- Provence.

Ringraziamenti particolari vanno indirizzati al revisore della mia tesi il Professore Giovanni Sarti che ha consentito con critiche costruttive e consigli di migliorare il presente lavoro.

Un ringraziamento sincero va alla professoressa Nicoletta Santangelo che è stata la prima a credere nel mio impegno e nelle mie capacità.

Sentitissimi, caldi e affettuosi ringraziamenti vanno alla Dottoressa di estrema cultura Anna Lena che mi ha aiutato nelle fasi di lavorazione dei campioni e con la quale ho passato uno stupendo periodo ad Aix- En- Provence.

Ringrazio la mia famiglia e Fabio che mi hanno sempre sostenuto in tutti questi anni, spingendomi ad andare sempre avanti, non basterebbero migliaia di pagine per esprimere tutta la mia gratitudine e amore.

Infine i miei amici che hanno allietato i miei momenti di svago.

Abstract

The city of Naples (Italy) is densely inhabited and rich in history, the area having been exploited for human settlements since the 7th century BC (Fig.1).

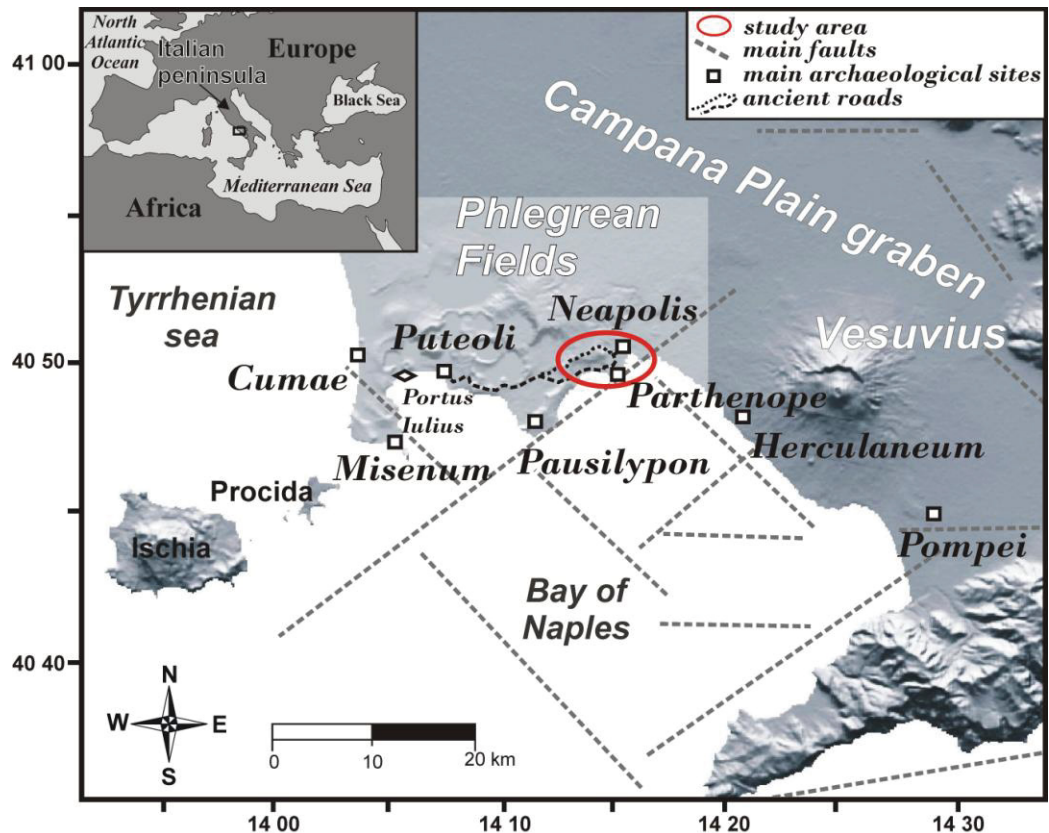


Figure 1 - Structural map of the Campana Plain graben and location of the study area. Archaeological sites of Graeco-Roman age and the main ancient roads are shown.

Hence examining its geomorphological and palaeoenvironmental history is no simple task. For the last 20 years, archaeological excavations during the construction of the Naples metro have offered the possibility to conduct in-depth geoarchaeological research in the city and initiate fruitful collaboration between the Department of Earth Sciences, Environment and Resources of the University of Naples, the Archaeological Heritage Office of Naples and Pompei, and CEREGE, University of Aix-Marseille. During these years, geoarchaeological studies have sought to clarify the palaeoenvironmental evolution of the coastline to the east (*Irollo, 2005; Ruello, 2008; Allevato et al., 2009, 2010; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009*) and west of Naples (*Romano et al., 2013*) during the last 5000 years. Research has also led to speculation about the history of the relative sea level and local ground movements during the last 5000 years (*Cinque et al., 2011; Romano et al., 2013*) for the area now covered by the modern city.

Here we present an overview of the different techniques used and the relative contributions made in reconstructing both the mid-late Holocene landscape evolution of the coastal sector of Naples and the palaeoenvironmental changes which occurred in the recently discovered Graeco-Roman harbour between the Hellenistic period and Late Antiquity. In particular two coastal sectors of Naples are analyzed, called **“Bay of Chiaia”** and **“Municipio”** (Fig. 2).

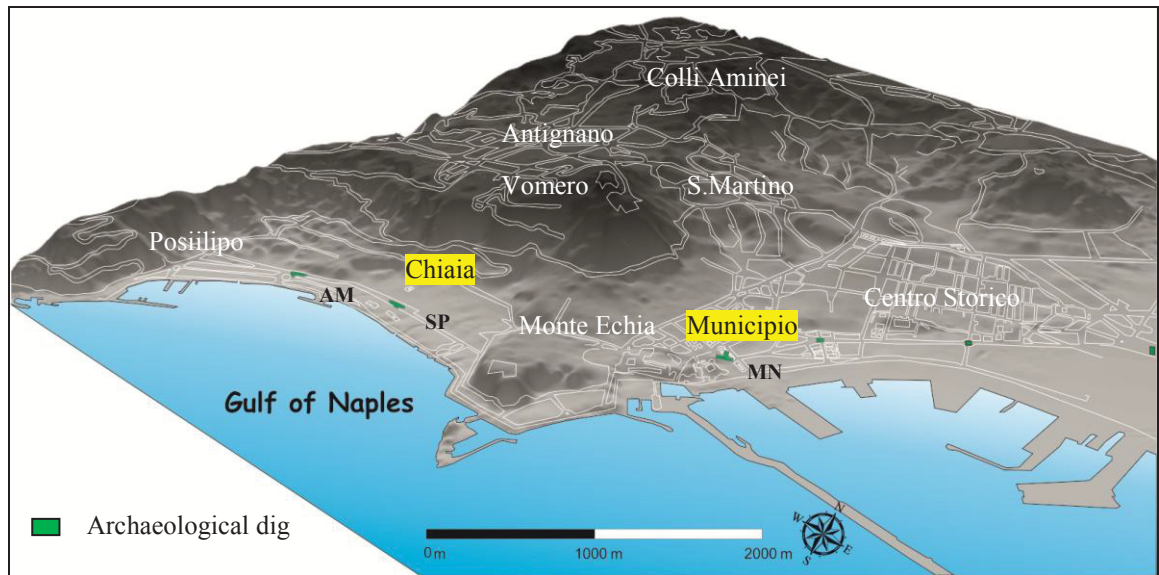


Figure 2 - Digital elevation model of the topography (DEM) of Napoli town with the location of two coastal sectors of study “Bay of Chiaia” and “Municipio”. The picture shows the archaeological digs of study: AM (Arco Mirelli dig), SP (San Pasquale dig); MN (Municipio dig).

The research started by examining the detailed computerized maps (1:1000) available for the city. In order to elaborate a digital elevation model of the topography (DEM), the cartographic base was loaded into specific map management software (ArcGis 9.3). To begin DEM processing it was necessary to extract from the cartography only the elevation points and a few contour lines in order to create and organize a precise dataset. These data were integrated with others obtained from a photogrammetric survey (1:11500) performed during the 1990s commissioned by the Department for Post-seismic Intervention in Campania and Basilicata. To obtain a correct DEM, the elevation points of man-made structures like roads and buildings were eliminated from the data input. The procedure chosen for the interpolation was ‘Topo to Raster’, an interpolation method specifically designed for the creation of hydrologically correct digital elevation models. This method uses an iterative finite difference interpolation technique. It is optimized to have the computational efficiency of local interpolation

methods, such as inverse distance weighted (IDW) interpolation, without losing the surface continuity of global interpolation methods, such as Kriging and Spline. It is also the only ArcGIS interpolator specifically designed to work with contour inputs. Water is the primary erosive force determining the general shape of most landscapes. ‘Topo to Raster’ uses the knowledge of surfaces and imposes constraints on the interpolation process that results in a connected drainage structure and correct representation of ridges and streams. The obtained DEM was used as input data to obtain a contour map in counteracting with equidistance between the contour lines of 1m and a slope map.

The morphological analysis carried out on DEM and on the topographic base obtained, combined with stratigraphic data from boreholes at various points in the city, was used to recognize and reconstruct the geomorphological setting and the palaeodrainage network in order to speculate about their origin and history. The bibliographic study of the archaeological finds and their relative location in the surrounding area gave the opportunity to obtain information about the evolution of both the topographic surface and the palaeomorphology. Each archaeological find was organized into a geoarchaeological dataset and accompanied by the geographic location in the UTM system, its description, elevation and literary source. Archaeological finds useful for palaeo-topographic reconstruction were plotted in specific geological sections in order to understand their relationship with palaeoenvironmental conditions. The rich and very detailed cartography from the many representations of the city at various periods in its history (*i.e. Strozzi, 1473; Lafréry- Du Pérac, 1566; Baratta, 1629; Stopendael, 1663; Duke of Noja, 1775; Russo, 1815*) was analysed in order to improve the reconstruction of the palaeodrainage network and the ancient morphologies (marine terraces, fault scarp etc.) deleted from the current very dense urban context. By this approach we were able to view the landscape changes connected with urban development in a time range between the Early Middle Ages and the Modern Era. The palaeoenvironmental reconstructions involved an intense and detailed phase of field surveys in the excavation areas (AM: Arco Mirelli dig, SP: San Pasquale dig; MN: Municipio dig) (Fig. 2). The latter were designed to investigate a large number of vertical sections in detail (scale 1:100/1:10). Sedimentary facies were defined by analyzing the external bedding and internal organization concerned with the properties of the clasts such as colour, dimension, degree of rounding, and with the properties of the sediments like sorting, presence or absence of sedimentary structures and global arrangement. Field surveys also helped define the relationship between the geological processes and human

pressure in the palaeolandscape. Stratigraphic units were reconstructed and dated by means of their archaeological content. During the field surveys tephrostratigraphic analysis was also carried out. The pyroclastic deposits interbedded in the sequences were measured and described in order to assess their emplacement mechanism. Correlation of these with well-known tephra deposits from the two volcanic districts in proximity to Naples, the Phlegrean Fields and Vesuvius, was made on the basis of their lithology and mineralogy, providing other chronological constraints for the reconstructions. All field surveys were integrated with the palaeoenvironmental information derived from a large number of boreholes drilled in the coastal sector. To improve the palaeoenvironmental reconstructions obtained, laboratory techniques concerned with particle size, palaeontological (macro-microfauna) were conducted on stratigraphic logs. In particular, granulometric analysis was carried out by wet sieving in order to separate coarse, sand and fine (silt+clay) fractions. The results were plotted in vertical-depth diagrams in order to recognize the change in granulometric characteristics along the stratigraphic sequence and in triangular graphs to group sedimentological layers with the same granulometric characteristics. As regards palaeoenvironmental evolution in the area, macrofauna and microfauna (Ostracods) species were grouped according to their palaeoecological environment and plotted in vertical-depth diagrams of taxa distributions. Granulometric and biostratigraphic variables were treated by a statistical approach: for granulometric data, statistical parameters of Folk and Ward (1957) such as mean size, sorting, skewness and kurtosis were calculated in order to obtain precise information about transport capability and degree of sorting of the depositional means; biostratigraphic data were treated with compositional analysis techniques (PCA). In order to combine samples into homogeneous groups, cluster analysis techniques were used. Thanks to the contribution made by all these disciplines and techniques, we are able to offer insights into coastal changes between pre-protohistoric times and the Modern Era, and shed light in particular on the actual location of the ancient harbour of Neapolis and its palaeoenvironmental evolution from its foundation to its filling. These results are represented by geological sections and by palaeogeographic scenarios reconstructed on the DEM illustrating the main geomorphological features and the shorelines positions for different temporal steps.

Pre-protohistoric Age (Fig. 3)

Bay of Chiaia:

Throughout the prehistoric period, the Bay of Chiaia, in “Arco Mirelli” and “San Pasquale” digs is characterized by submerged beach environment, affected by sporadic alluvial episodes. It has been possible to show, for the period prehistoric, an high and rocky coast landscape, characterized by a backward paleofalesia with respect to the current coastline. At the end of the prehistoric period we see a paleoenvironmental change of Chiaia coastal sector, caused by the deposition of pyroclastic products of Agnano Monte Spina and Astroni Eruptions. Indeed, field evidences in the studied areas show an intertidal environment abrasion platform, corresponding to the pyroclastic products of Agnano Monte Spina and Astroni Eruptions. Such platform is then covered by the volcanic products of Pomici di Avellino Eruption.

Municipio sector

The maximum of the post-glacial sea level rise, along the east coast of Naples, extended from Piazza Municipio to Piazza Garibaldi, is well evidenced by the presence of transgressive coastal sediments that fill the torrential incisions onto Neapolitan Yellow Tuff substrate, immediately after its deposition. At the peak of the Versilian marine transgression (c.a. 5ka) the paleo geographical scenario shows an high coast morphology, along the edge of Pendino. The shore line corresponding to the Middle Holocene period describes a bay right in the east of Mount Echia, in the area actually occupied by the dig "MN".

Greek -Roman Age (Fig. 4)

Bay of Chiaia:

The Greek-Roman period shows a progressive change in the coastal paleoenvironmental context, with respect to previous time. Referring to this period sees a submerged marine environment establishing both in ‘San Pasquale’ and ‘Arco Mirelli’ digs. During the First Imperial Age (1st century AD), foreshore deposits alternate with submerged marine environment ones, constituting a bar - troughs system. Like Pre-protohistoric Age, torrential contributions interrupt the fine sand sedimentation typical of submerged environment and produce erosion and strong reduction of the deposits thickness. During

the late 1st century AD and throughout the Middle Late Empire, the marine deposition and the upstream contributions determines the progressive progradation of the shoreline and the growth of a narrow beach strip at the foot of the Pre-Protohistoric paleofalesia.

Municipio sector

During the Greek -Roman Age (late 4th century BC- 4th century AD) it shows better the bay of the Pre-protohistoric Age. The area became the site of an harbour basin, as documented by the discovery of an Augustan Age quay built in mortar and tuff (“pds Line 6” and “Mezzanino San Giacomo” excavation areas in “Municipio dig”), and piers and jetties with orientation perpendicular to the quay (Fig. 5). To the north of the quay (1st century AD), merchant shipwreck are also found (“pds Line 1” in “Municipio dig”). During this time, the ancient harbour basin is characterized by a partially submerged beach, partially sheltered only in its oriental portions, due to the presence of a very pronounced promontory consisting of Neapolitan Yellow Tuff. Field investigations conducted in the “pds Line 6- Municipio dig”, showed traces of anthropogenic origin on the surface of tuffaceous substrate of the ancient harbour, located under the Augustan quay. The seafloor sediments of Greek-Roman harbour basin, covers a time interval between the 4th century BC (Hellenistic period) and the end of the 4th century AD. These sediments consist of medium-coarse sand in the inner zones of the basin that become more silty sediments moving towards the open sea. The functionality of the ancient harbour basin is provided by dredging of the seafloor sediments occurred several times between the 4th century BC and the 1st century AD. The significant presence of ceramics, glass, building blocks, pebbles ballast is a further confirmation that the bay in this area is used as trading port. The entire period of functionality of the harbor basin, is also characterized by the presence of infratidal marine species in the sediments, connected with the open sea. Therefore, the faunal information confirm the idea that the Greek-Roman Harbour in Neapolis was not an artificial closed area but, on the contrary, a structure westward protected by a natural promontory and inserted into the open sea dynamics towards NE. During the period between the 2nd century AD and the 4th century AD, there is an increase of the macro-faunal species. Probably, marine species find physico-chemical conditions more favorable than those of the 1st century AD, at the end of both dredging activity and the reshuffle of the volcanic deposits of the 79 AD Vesuvius eruption.

From Late Antiquity to the Modern Age (Figg. 6, 7)

Bay of Chiaia:

The coastal landscape during Late Antiquity consists of a narrow emerged beach characterized by alluvial deposits that cause the gradual burial of paleofalesia and the progradation of the shoreline. In the digs of “Arco Mirelli” and “San Pasquale”, torrential and alluvial deposits of the 4th century AD, deposited in alluvial fans locally cut the beach shore Roman Age units. Probably they are related both to climatic factors and to poor maintenance of the slopes in association with periods of global economic and social crisis. The succession of Late Antiquity closes with an anthropogenic deposit origin at about -1 m slm. The absence of selection and the chaotic distribution of materials lead to interpret this deposit as the result of one or more subsequent stages of discharges and the use of the beach below as a special area of the waste dump. The long hiatus (High Medieval Age) in the stratigraphic sequence at the top of the succession of Late Antiquity, which observed in both digs, shows a period of stability of environment emerged along the coast. Furthermore, it appears to indicate the existence of a significant stasis in the processes of erosion of the slopes behind the bay. With regard to the Modern Age, the profile of the studied coast appears shaped by the developed urban context.

Municipio sector:

During the first half of the 5th century AD, important paleoecological and paleoenvironmental changes are observed. The significant increase in lagoon and muddy sand species accompanied by a decrease of the infralittoral environment species, is interpretable as an enclosure of the harbor basin and the formation of a lagoon. The latter is favored by the growth of parallel beach ridges at the entrance of the bay. Also, the textural composition of the sediments of the seafloor (characterized by a decrease in grain size), is probably associated to sedimentation processes typical of an environment more sheltered than the previous phases. During the second half of the 5th century AD and the beginning of the 6th century AD occurs the progressive burial and abandonment of harbour basin. The sediments that close the stratigraphic succession of Late Antiquity (second half of the 5th century AD-6th century AD) are very coarse and not selected. Torrential arrivals in the lagoon fill it completely. The evidence of a change in the intended use of the area is evidenced by the widespread presence of paleosoils of the 6th

century AD on which they were found accommodations farm. The modest shoreline progradational trend during Late Antiquity will continue until the Modern Age. In the late Medieval poor drainage condition typical of a marshy environment occurs. With regard to the Modern Age, the profile of the studied coast appears shaped by both the developed urban context and the construction of two port basins identified as “Molo Grande” e “Molo Piccolo.

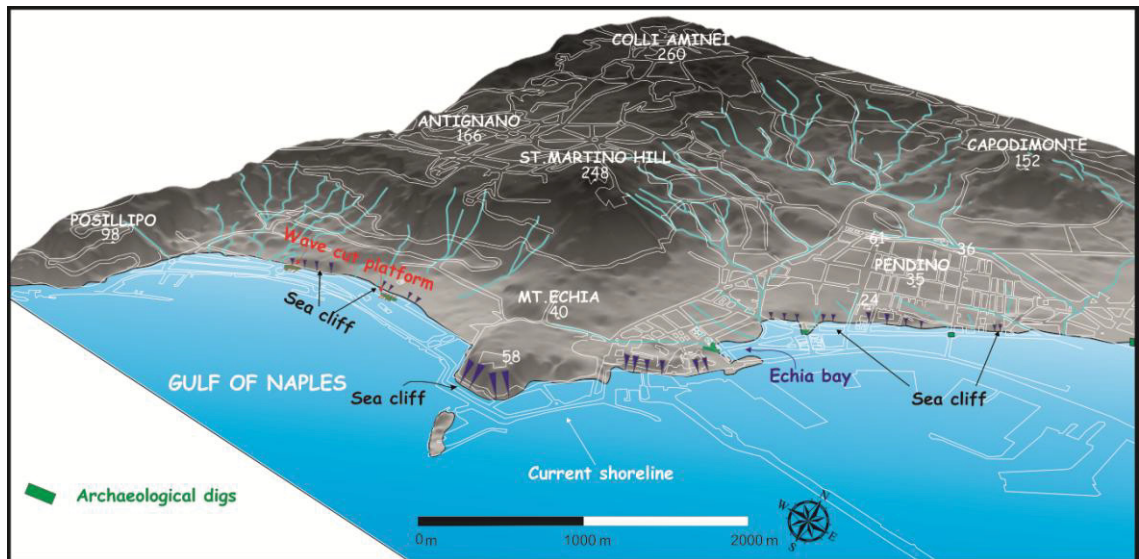


Figure 3 - Paleoenvironmental reconstruction of the Neapolitan coastline during the Protohistoric Age.

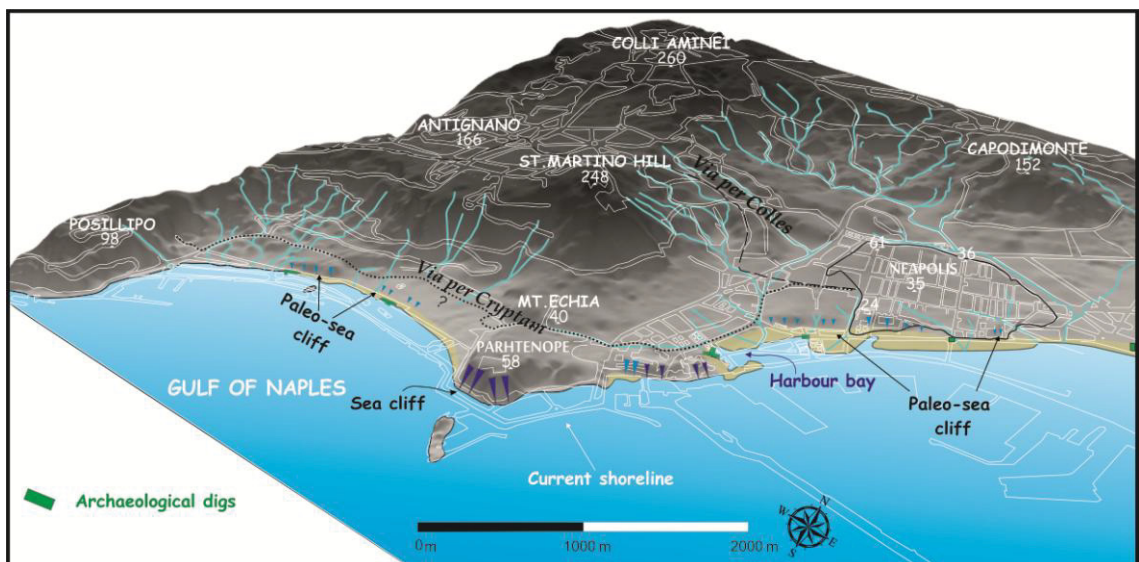
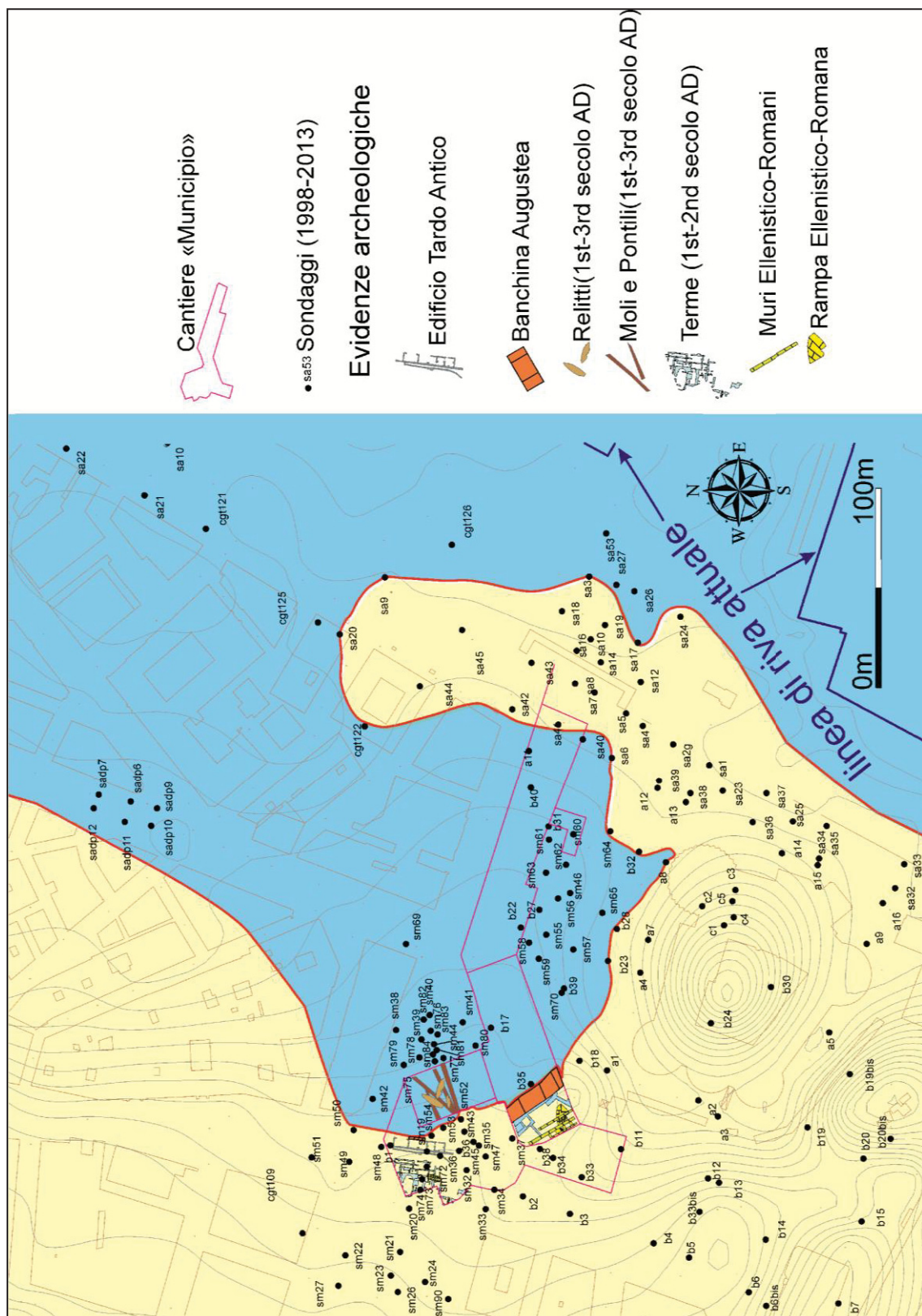


Figure 4 - Paleoenvironmental reconstruction of the Neapolitan coastline during the Roman Age.



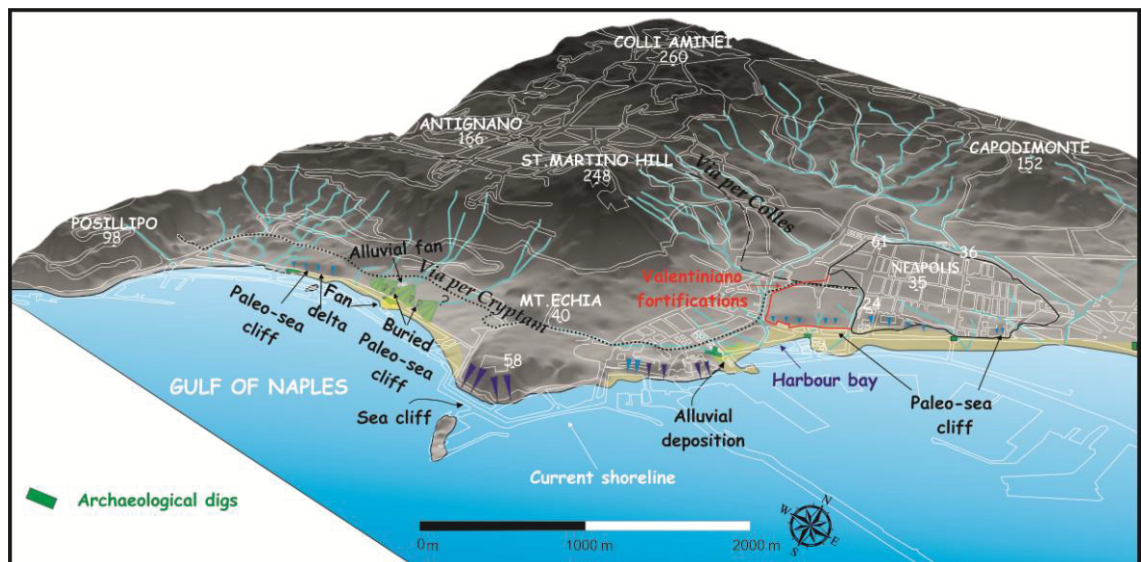


Figure 6 - Paleoenvironmental reconstruction of the Neapolitan coastline during the Late Antiquity.

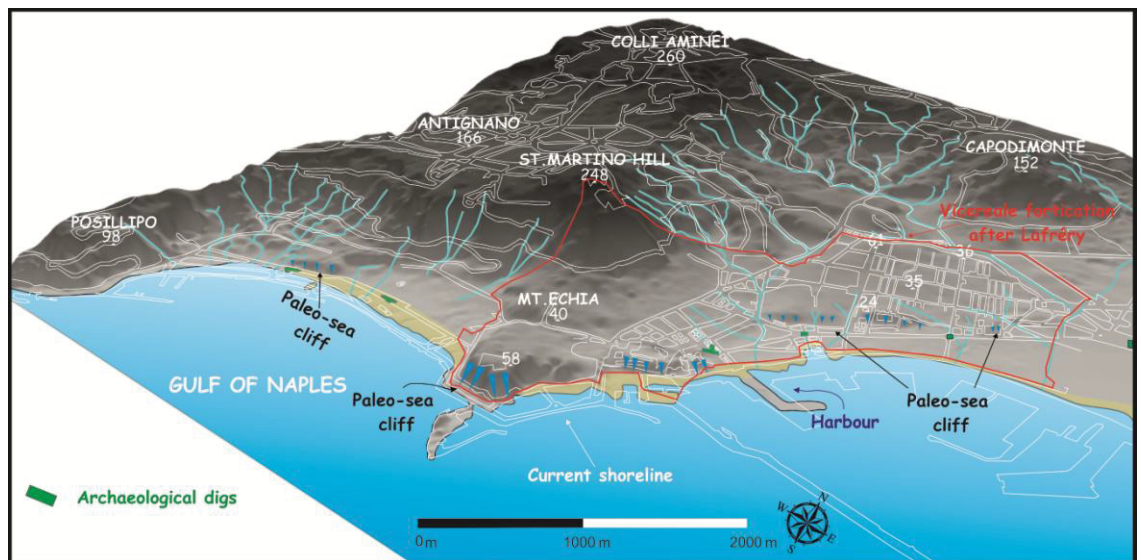


Figure 7 - Paleoenvironmental reconstruction of the Neapolitan coastline during the Modern age.

References

ALLEVATO E., RUSSO ERMOLLI E. & DI PASQUALE G. 2009, Woodland exploitation and Roman shipbuilding – Preliminary data from the shipwreck Napoli C (Naples, Italy), in «*Mediterranee*», 112, pp. 33-42.

ALLEVATO E., RUSSO ERMOLLI E., BOETTO G., & DI PASQUALE G. 2010, Pollen- wood analysis at the Neapolis harbour site (1st-3rd century AD, southern Italy) and its archaeobotanical implications, in «*Journal of Archaeological Science*», 37, p. 2365-2375.

AMATO L., CARSANA V., CINQUE A., DI DONATO V., GIAMPAOLA D., GUASTAFERRO C., IROLLO G., MORHANGE C., ROMANO P., RUELLO M.R. & RUSSO ERMOLLI E. 2009, Ricostruzioni morfoevolutive nel territorio di Napoli: l'evoluzione tardo pleistocenica-olocenica e le linee di riva in epoca storica, in «*Mediterranee*», 112, pp. 23-31.

CARSANA V., FEBBRARO S., GIAMPAOLA D., GUASTAFERRO C., IROLLO G., RUELLO M.R. 2009, Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis: una sintesi geoarcheologica per l'area dell'antico porto, in «*Mediterranee* », 112, pp. 15-22.

CINQUE A., IROLLO G., ROMANO P., RUELLO M.R., AMATO L. & GIAMPAOLA D. 2011, Ground movements and sea level changes in urban areas: 5000 years of geological and archaeological record from Naples (Southern Italy), in «*Quaternary International*», 232, pp. 45-55.

IROLLO G. 2005, L'evoluzione olocenica della fascia costiera tra Neapolis e Stabiae (Campania) sulla base di dati geologici e archeologici. *Tesi di Dottorato in Scienze della Terra*, XVIII ciclo. Università degli Studi di Napoli Federico II. Website <http://www.fedoa.unina.it>.

MARRINER N. & MORHANGE C. 2007, Geosciences of ancient Mediterranean harbours, in «*Earth Science reviews*», 80, pp. 137-194.

MORHANGE C., MARRINER N., LABOREL J., TODESCO M. & OBERLIN C. 2006, Rapid sea - level movements and non eruptive crustal deformations in the Phlegrean Fields caldera, Italy, in «*Geology*», 34(2), pp. 93-96.

ROMANO P., DI VITO M.A., GIAMPAOLA D., CINQUE A., BARTOLI C., BOENZI G., DETTA F., DI MARCO M., GIGLIO M., IODICE S., LIUZZA V., RUELLO M.R., SCHIANO DI COLA C. 2013, Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic factors in the Holocene landscape: A study of Naples coastline during the last 6000 years, *Quaternary International* (2013),<http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.03.031>

RUELLO M.R. 2008, Geoarcheologia in aree costiere della Campania: I siti di Neapolis ed Elea -Velia. *Tesi di Dottorato in Scienze della Terra*, XX ciclo. Università degli Studi di Napoli Federico II. Website <http://www.fedoa.unina.it>.

Indice

Capitolo 1: Introduzione	1
1.1. Premessa	2
1.2. Finalità della ricerca	4
1.3. Materiali e Metodi	7
1.3.1. Analisi topografica e geomorfologica	7
1.3.2. Indagini geoarcheologiche di campo, ricostruzioni stratigrafiche e cronologiche	9
1.3.3. Analisi sedimentologiche di campo	12
1.3.4. Fasi di Campionamento (solo Settore Municipio)	12
1.3.5. Analisi di Laboratorio (solo Settore Municipio)	12
1.3.6. Trattamento statistico delle variabili tessiturali e paleontologiche (solo Settore Municipio)	17
1.3.7. Analisi morfo-stratigrafiche su sondaggi preesistenti	22
Capitolo 2: Precedenti conoscenze	24
2.1. Premessa	25
2.2. Inquadramento geografico e geologico generale dell'area di studio	26
2.2.1. La Piana Campana	26
2.2.2. Il Limite Orientale di Napoli: La depressione di Volla	30
2.2.3. Il Limite Meridionale di Napoli: Il golfo di Napoli	31
2.2.4. La città di Napoli	33
2.2.4.1. Storia eruttiva del Somma Vesuvio	38
2.2.4.2. Geologia di Napoli	40
2.3. Inquadramento geomorfologico di Napoli	48
2.4. Inquadramento Storico – Archeologico della Piana Campana e del territorio Napoletano	56
2.4.1. L'Età del Bronzo	56
2.4.1.1. Il territorio di Napoli nell'Età del Bronzo	56
2.4.2. Dall'Età del Ferro all'Età Romana	57
2.4.2.1. La colonizzazione di <i>Parthenope</i>	57
2.4.2.2. La colonizzazione di <i>Neapolis</i> : da città Greca a Romana	58
2.4.2.3. L'impianto urbanistico Greco-Romano di Neapolis	59
2.4.3. Evoluzione dell'impianto urbanistico dalla Tarda Antichità agli inizi	67

dell'Alto Medioevo: Età Ducale (553 – 1139 AD).	
2.5. Inquadramento geoarcheologico di Neapolis nell'ambito del Golfo di Napoli-Pozzuoli	68
2.5.1. La costa di Napoli	69
2.5.2. La costa di <i>Misenum</i> (Miseno)	69
2.5.3. La costa di <i>Puteoli</i> (Pozzuoli)	75
2.5.4. La costa di <i>Herculaneum</i> (Ercolano)	78
2.5.5. La costa tra <i>Oplonti</i> e <i>Stabiae</i> (Torre Annunziata e Castellamare di Stabia)	81
Capitolo 3: Dalla disamina critica dei dati di letteratura all'acquisizione di nuovi dati e relative interpretazioni	83
3.1. Ricostruzione topografica del territorio di Napoli	84
3.2. La Baia di Chiaia	93
3.2.1. Geologia e Geomorfologia della Baia di Chiaia: disamina della letteratura e nuove ricostruzioni	93
3.2.1.1. Andamento del tetto del TGN: confronto tra i dati di letteratura e la nuova e la nuova interpretazione della morfologia del tetto del tufo	107
3.2.2. Ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale e paleogeografica del settore costiero di Napoli nel Medio-Tardo Olocene – La Baia di Chiaia	111
3.2.2.1. Sezioni stratigrafiche del cantiere “San Pasquale”	113
3.2.2.2. Sezioni stratigrafiche del cantiere “Arco Mirelli”	128
3.2.2.3. Evoluzione della fascia costiera	143
3.3. Il Settore Municipio	160
3.3.1. Geologia e Geomorfologia della zona “Municipio-Garibaldi”: proposta di una carta geologica-geomorfologica	160
3.3.2. L'antico porto Greco- Romano di <i>Neapolis</i>	163
3.3.2.1. Ricostruzione stratigrafica e paleoambientale del cantiere “Municipio	163
3.3.2.2. Tecniche di laboratorio-descrizione ed interpretazione paleoambientali dei risultati	193
3.3.2.3. Trattamento statistico delle variabili granulometriche e biostratigrafiche	222

3.3.2.4. Confronto dei nuovi dati raccolti nell'area di scavo Linea 6 e quelli delle precedenti campagne di scavo in "Municipio-Linea1"	247
3.3.2.5. Ricostruzione della linea di riva di Età Imperiale	254
3.3.3. Il Porto di Napoli durante la Tarda Antichità	262
3.3.3.1. Ricostruzione delle linee di riva dalla Tardo Antichità all'Età Moderna	262
Capitolo 4: Discussioni	271
4.1 Correlazioni stratigrafiche, considerazioni sui moti verticali e sui paleolivelli relativi del mare per il settore di Chiaia e il settore Municipio e ricostruzioni paleogeografiche nell'area di Napoli	272
4.1.1. Correlazioni stratigrafiche-paleoambientali	274
4.1.2. Considerazione sui moti verticali e sui paleolivelli relativi del mare nell'area di Napoli	276
4.1.3. Ricostruzioni paleogeografiche	285
4.2 Confronto tra l'evoluzione del porto di Neapolis e i porti antichi del Mediterraneo	289
Capitolo 5: Conclusioni e sviluppi futuri	317
Bibliografia	328
Appendice	354

Capitolo 1: Introduzione

1.1. Premessa

Lo scopo della presente ricerca è quello di ricostruire l'evoluzione dell'ambiente costiero della città di Napoli e le variazioni della linea di riva nell'Olocene alla luce delle reciproche influenze uomo-ambiente. L'approccio con cui viene condotta la presente ricerca è di tipo geoarcheologico: i classici strumenti della geologia, in modo particolare quelli provenienti dalle diverse discipline appartenenti alle Scienze della Terra quali stratigrafia, sedimentologia, geomorfologia, vulcanologia, paleoclimatologia e paleoecologia vengono congiuntamente utilizzati con quelli archeologici nella definizione delle interdipendenti dinamiche uomo ambiente nel corso della storia, e nelle ricostruzioni paleoambientali. Da sempre l'uomo, in qualsiasi parte del mondo e in qualsiasi epoca storica abbia vissuto, ha avuto e avrà la necessità di relazionarsi con "l'ambiente terra" e con le sue caratteristiche. Innumerevoli potrebbero essere gli esempi utili a testimoniare come l'uomo abbia "piegato e adattato" le risorse che il nostro pianeta offriva per soddisfare il proprio spirito di conservazione, lasciando talora tracce indelebili della sua presenza. Di qualsiasi natura siano stati questi rapporti, sono stati determinanti per la reciproca e interdependente evoluzione della specie umana e del pianeta terra. La figura del *geoarcheologo* inizia implicitamente agli inizi del '800 prefigurandosi quale quella di un naturalista interessato a registrare informazioni anche di tipo storico e antropologico nel contesto ambientale che indaga. In particolare così come evidenziato in Gifford and Rapp, 1985 il geoarcheologo si avvicina ad interfacciarsi con l'archeologo in quanto accomunato dalla volontà di interpretare la successione stratigrafica del contesto in cui opera. Secondo Renfrew, 1976 il termine "Geoarcheologia" è stato coniato per "riflettere l'emergenza di una nuova, integrata scienza e il crescente riconoscimento di un' interdipendenza tra l'archeologia e le scienze della terra nell'affrontare problemi comuni". L'esplicito legame tra archeologia e geologia è stato probabilmente articolato nella lavoro di Karl Bultzer 'Archeology as Human Ecology' nel 1982 il cui primario risultato è stato quello di "delucidare la matrice ambientale intersecandola con il passato sistema socioeconomico". Nel 1994 Ferring parla di Geoarcheologia come "la tradizione geologica che si occupa della storia della Terra nell'intervallo cronologico della storia umana". Nell'ultimo ventennio molti studi recenti sia sul panorama nazionale che internazionale (Mozzi, 2000; Hooke, 2000; Hewawasam et al., 2003; Wilkinson 2005; Beach et al., 2006; Fontana 2008; Amato et al., 2009; Bini, 2013; Sarti 2010 e 2013; Romano et al., 2013) hanno mostrato lo stretto legame nei lavori di carattere geoarcheologico tra la geomorfologia e l'archeologia:

l'uomo può essere considerato sin dalla sua comparsa uno dei maggiori agenti di modifica del paesaggio per ciò che riguarda la micro - macroscale spaziale e la scala temporale a breve e a lungo termine. I contesti geologici e ambientali in cui l'uomo ha lasciato il segno della sua presenza e in cui è possibile pertanto intraprendere una ricerca georcheologica sono tra i più disparati così come testimoniato in letteratura (*Marriner e Morhange, 2007; Marriner e Morhange, 2006 a,b; Morhange et al., 2000-2001-2003-2006; Devillers et al., 2007; Di Vito et al., 2009; Allevato et al., 2009, 2010; Amato et al., 2009; Goiran et al., 2009; Cinque et al., 2011; Flaux et al., 2011; Stanley et al., 2011; Romano et al., 2013*). Anche in virtù di questo, così come premesso è necessario intendere la geoarcheologia non come una disciplina chiusa in se stessa, quanto al contrario un settore di ricerca ampiamente interdisciplinare che necessita dell'interrelazioni delle competenze sia del geologo, inteso nella sua accezione più ampia nella quale confluiscono i geomorfologi, gli stratigrafi, i paleontologi, i vulcanologi, i petrografi, i geochimici e i geofisici, che dell'archeologo per ciò che concerne la progettazione, la conduzione e l'interpretazione dei risultati che l'indagine geoarcheologica si prefigge di conseguire. È proprio in quest'ottica che per la presente ricerca è stata stretta una proficua collaborazione tra il Dipartimento delle Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università Federico II e la Soprintendenza ai Beni Archeologici della Provincia di Napoli nella conduzione di indagini geoarcheologiche che da diversi anni interessano il Comune di Napoli e non solo. A riguardo si è collaborato strettamente con la dott.ssa Daniela Giampaola e con numerosi altri archeologi presenti sugli scavi (fra cui le dott.sse Vittoria Carsana, Giuliana Boenzi e Silvana Iodice). Altresì per gli studi di carattere paleoambientale che hanno necessitato l'analisi della fauna marina e per le ricostruzioni dei paleolivelli marini da indicatori biologici sono state strette collaborazioni con i professori Christophe Morhange e Nick Marriner del centro CNRS CEREGE in Francia e con i professori Giuliano Ciampo e Valentino Di Donato del Dipartimento delle Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università Federico II. In ultimo per le valutazioni di carattere vulcanologico è stato fondamentale il contributo del dottor Mauro Antonio Di Vito della sezione Osservatorio Vesuviano di Napoli dell'INGV.

1.2. Finalità della ricerca

Come premesso lo scopo della ricerca geoarcheologica in corso è quello di ricostruire l'evoluzione paleoambientale e paleogeografica della fascia costiera di Napoli negli ultimi 5000 anni compresa tra Posillipo e il Centro Storico (Figg. 1.1 e 1.2).

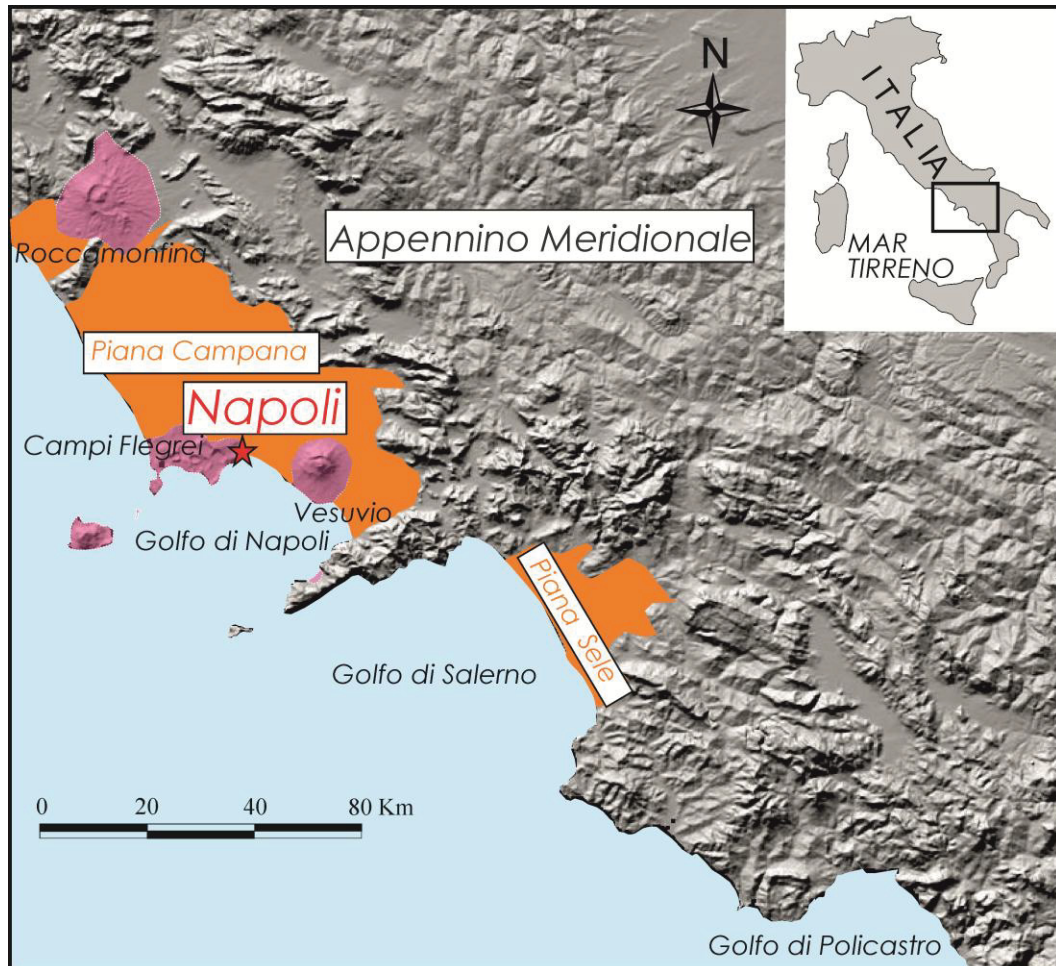


Figura 1.1 - Ubicazione area di studio

Gli studi geoarcheologici intrapresi dalla scrivente e riassunti in questa tesi, si sono inseriti in un ventennale quadro di ricerca geoarcheologica condotta nella città di Napoli (Irollo, 2005; Ruello, 2008; Allevato et al., 2009-2010; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009; Cinque et al., 2011). Durante i primi anni del 2000, la realizzazione della metropolitana di Napoli ha comportato l'apertura di diversi cantieri diffusi lungo il litorale orientale della città. All'interno di questi cantieri, la Soprintendenza dei Beni Archeologici di Napoli ha intrapreso una lunga fase di scavo archeologico a cui hanno preso parte alcuni geologi del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università di Napoli Federico II. Tale collaborazione è stata finalizzata alla ricostruzione paleoambientale e paleogeografica del litorale orientale

della città (Irollo, 2005; Giampaola et al., 2004-2006; Giampaola e Carsana, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009 e Carsana et al., 2009; Bourillon, 2005, Nziengui, 2010). La presente ricerca, condotta tra il 2011-2014 si è avvalsa dell'apertura di nuovi cantieri della Metropolitana. Essa ha focalizzato l'attenzione su due particolari settori della fascia costiera di Napoli (Fig. 1.2):

- 1) "Baia di Chiaia"
- 2) "Municipio"

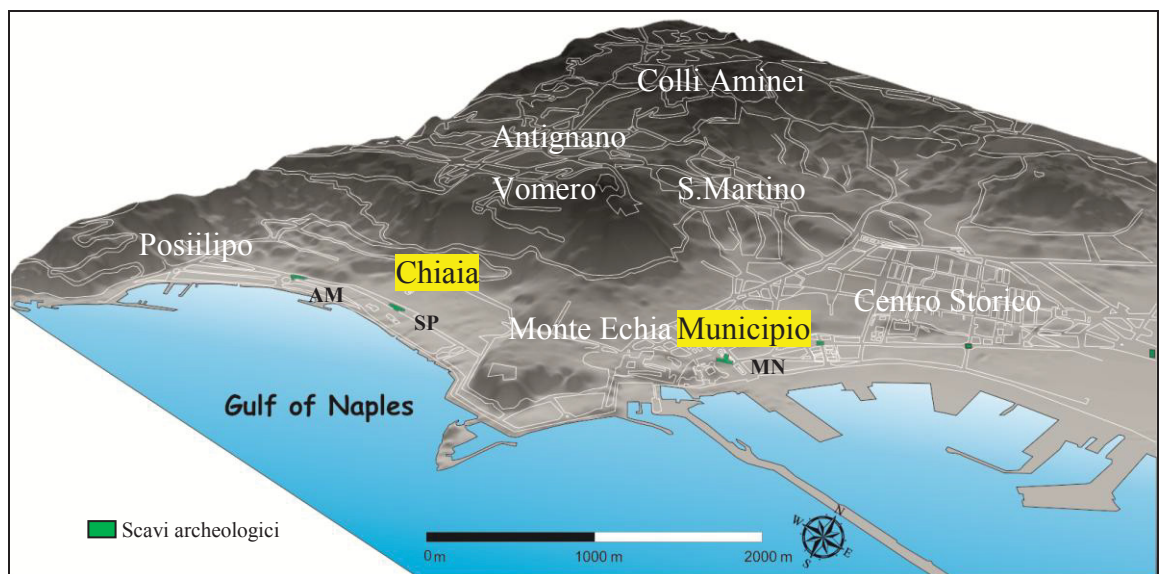


Figura 1.2 - Ubicazione dei due settori di studio: Baia di Chiaia (AM: cantiere Arco Mirelli, SP: cantiere S.Pasquale) e Municipio (MN:cantiere Municipio).

In questi due settori l'apertura, a partire dal 2009, di nuovi cantieri per la realizzazione della Linea 6 della metropolitana nei pressi di via Arco Mirelli (**cantiere AM**) (Fig. 1.3), piazza S.Pasquale (**cantiere SP**) (Fig. 1.4) e di piazza Municipio (**cantiere MN**), (Fig. 1.5) ha fornito nuovi dati fondamentali per il raggiungimento dello scopo di questa ricerca. Così come avvenuto nei primi cantieri della metropolitana aperti lungo il litorale orientale della città, anche in questi nuovi cantieri AM, SP, MN la Soprintendenza dei Beni Archeologici di Napoli ha intrapreso una lunga fase di scavo archeologico a cui hanno preso parte alcuni geologi dell'università di Napoli (Tab.1.1), compresa la scrivente. All'interno del cantiere Municipio, la scrivente ha lavorato su una specifica area detta pozzo di stazione Linea 6 (pds Linea 6) (Fig. 1.5). In riferimento alla Fig. 1.5, il pds Linea 6 è a SE di un altro pozzo di stazione, detto pds Linea 1. Tra il 2003 e 2009, la Soprintendenza dei Beni Archeologici di Napoli ha eseguito una lunga fase di scavo archeologico, alla quale hanno preso parte alcuni

geologi del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse: i professori Aldo Cinque, Paola Romano, Elda Russo Ermolli e Valentino Di Donato e le dottoresse Geolinda Irollo e Maria Rosaria Ruello. Grazie alla collaborazione tra l'equipe archeologica e geologica, la ricerca effettuata nel pds Linea 1 ha prodotto primi importanti risultati nella ricostruzione stratigrafica paleoambientale del settore Municipio durante il Medio e Tardo Olocene (Irollo, 2005; Giampaola et al., 2004-2006; Giampaola e Carsana, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009; Bourillon, 2005, Nziengui, 2010) (Fig.5).

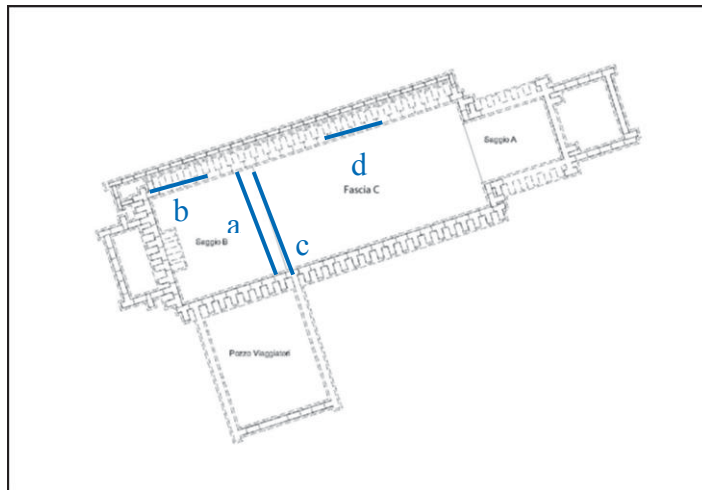


Figura 1.3 - Planimetria dell'area di scavo archeologico nel cantiere AM e ubicazioni delle sezioni archeostratigrafiche studiate.

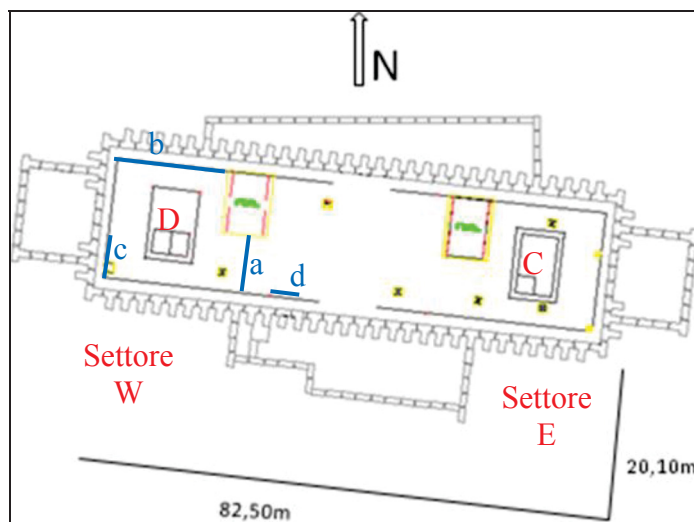


Figura 1.4 - Planimetria dell'area di scavo archeologico nel cantiere SP e ubicazioni delle archeostratigrafiche studiate.

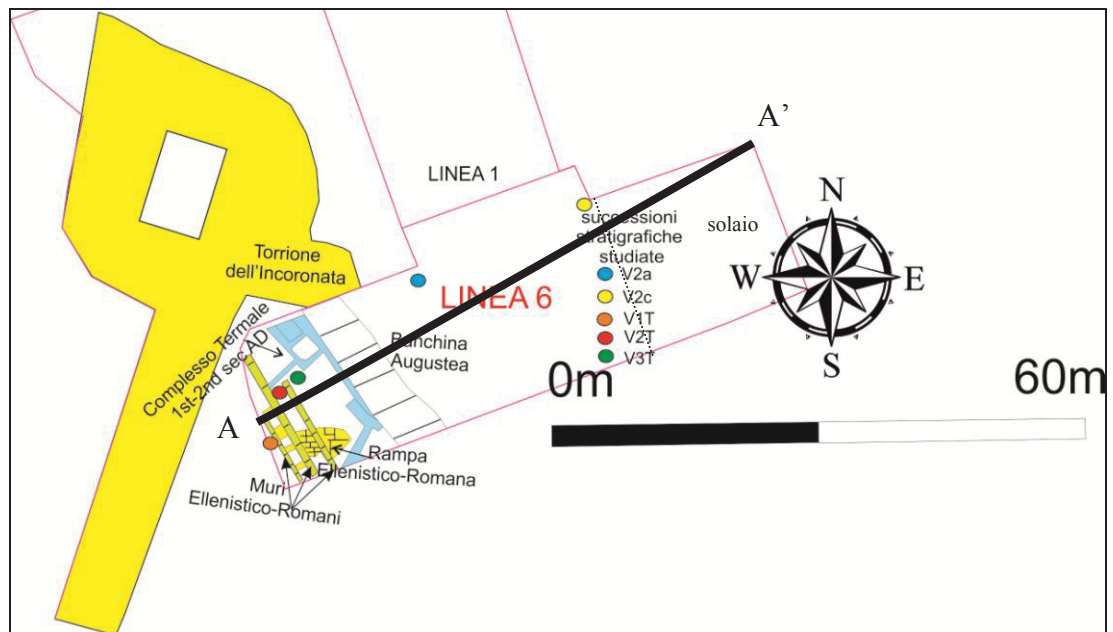


Figura 1.5 - Planimetria dell'area di scavo archeologico nel cantiere MN composta da pds Linea 1 e quella detta pds Linea 6 dove la scrivente ha lavorato.

1.3. Materiali e metodi

Come premesso l'approccio con cui è stata condotta la ricerca è di tipo geoarcheologico, ovvero un criterio di studi multidisciplinare che tiene conto dei contributi apportati da differenti discipline delle scienze della Terra quali stratigrafia, sedimentologia, geomorfologia, vulcanologia, e paleoecologia da un lato e dalle tematiche archeologiche dall'altro. In questo paragrafo sono illustrate le tecniche e i materiali adottati durante la ricerca per ognuno dei campi disciplinari di ambito geologico approfonditi.

1.3.1. Analisi topografica e geomorfologica

I due settori di studio si presentano interessati da uno sviluppato tessuto urbano. Quest'ultimo ha completamente obliterato e parzialmente alterato le naturali morfologie dell'area cittadina. Il tessuto urbano risulta il tematismo dominante nella carta topografica di Napoli (CTR 1:1000 e CTR 1:5000), dove sono quasi totalmente assenti isoipse, e l'altimetria è rappresentata da numerosi punti quotati che, seppure numerosi, non permettono l'immediata lettura tridimensionale del rilievo, che costituisce la base conoscitiva da cui partire per un'analisi geomorfologica. Pertanto alla luce di queste condizioni di partenza, la valutazione delle morfologie e delle possibili paleomorfologie è stata effettuata attraverso due approcci:

1) Elaborazione di un Modello Digitale del Terreno

2) Analisi della cartografia Storica

1) Elaborazione di un Modello Digitale del Terreno

I Modelli Digitali del Terreno (DEM) sono degli strumenti molto in uso nelle analisi geomorfologiche. Essi infatti a partire da dati puntuali ricostruiscono la topografia di un dato territorio attraverso specifici sistemi di interpolazione. I dati di input degli algoritmi d'interpolazione, sono costituiti da un insieme di punti ciascuno caratterizzato da una terna di coordinate X,Y,Z. Nel dettaglio le coordinate X e Y rappresentano l'ubicazione del dato georiferita in un dato sistema di riferimento, la coordinata Z è indicativa della quota ovvero il dato da modellizzare nei processi interpolativi. L'algoritmo di interpolazione utilizzato in questo lavoro è stato il "Topo to Raster" implementato nel software ArcGis 9.3. Esso è specificamente disegnato per le creazione di un Modello Digitale del Terreno che risulti idrologicamente corretto. Usa una tecnica di tipo iterativo basata su differenze finite tra punti distribuiti in celle di interpolazione. Nel presente lavoro è stata utilizzata una cella di interpolazione di 5 m. È inoltre un metodo che coniuga l'efficienza computazionale dei metodi di interpolazione locali, come inverse distance weighted (IDW) senza perdere la continuità di superficie dei metodi di interpolazione globale, come il Kriging e la Spline. Inoltre è l'unico interpolatore di ArcGis specificamente disegnato per lavorare con le curve di livello. L'acqua è la principale forza erosiva che determina l'aspetto generale della maggior parte dei paesaggi. "Topo to Raster" usa la conoscenza delle superfici e impone vincoli al processo di interpolazione in modo che il risultato sia quello di ottenere un paesaggio in cui creste e valli siano fedelmente riprodotte. Il DEM così ottenuto indica una rappresentazione in chiave numerica del rilievo che ben approssima la superficie reale del territorio di studio. Il DEM elaborato è stato usato inoltre come data input per elaborare una mappa a curve di livello con un'equidistanza tra le isoipse di 1 m attraverso la funzione di *Contouring*. In aggiunta sul DEM sono state elaborate delle analisi finalizzate all'elaborazione di una carta della pendenza. La tool utilizzata in tal senso è la *Slope Analysis*, che attribuisce a ciascuna cella un valore di pendenza medio ricavato in base alla massima variazione dei valori di elevazioni delle otto celle confinanti. Per i dettagli circa a) il data input utilizzato nel processo di elaborazione del DEM di Napoli e b) le fasi di elaborazione si veda il paragrafo 3.1.

2) Analisi della cartografia storica

La ricca e molto dettagliata cartografia storica delle molte rappresentazioni della città in vari periodi (*i.e. Strozzi, 1473; Lafréry- Du Pérac, 1566; Baratta, 1629; Stopendael, 1653; Duca di Noja, 1775; Russo, 1815*) è stata analizzata in modo da migliorare la ricostruzione del contesto paleoidrologico e delle antiche morfologie (terrazzi marine, scarpate di faglie etc.) cancellate dall'odierno e molto denso contesto urbano. Attraverso questo approccio è stato possibile analizzare i cambiamenti sul paesaggio connessi con lo sviluppo urbano in un tempo compreso tra l'Alto Medioevo e l'Età Moderna, specialmente per la Baia di Chiaia. In particolare l'analisi della cartografia è stata indirizzata a cogliere le evoluzioni della linea di riva del settore di Chiaia in Età Moderna. In tal senso, la cartografia storica laddove possibile è stata georiferita e sottoposta all'attuale tessuto urbano e alla topografia elaborata dalla scrivente. A valle dell'interpretazione topografica e della cartografia storica è stata sviluppata l'analisi geomorfologica dell'area oggetto di studio. Questa si è basata sui tradizionali strumenti dell'indagine geomorfologica, che prevedono l'integrazione fra la conoscenza tridimensionale del rilievo (DEM, carta topografica e carta della pendenza, cartografie storiche, etc.) e gli aspetti geologico-stratigrafici, e nel caso specifico anche archeologici, indagati opportunamente.

1.3.2. Indagini geoarcheologiche di campo, ricostruzioni stratigrafiche e cronologiche

Come premesso si è intrapresa una proficua collaborazione con la dottoressa Daniela Giampaola Soprintendente Speciale dei Beni archeologici di Napoli e Pompei, e con il suo gruppo di lavoro, grazie al quale è stato possibile condurre una lunga attività di rilevamento geoarcheologico nelle aree di scavo apertesì in occasione della costruzione della Linea 6 della metropolitana di Napoli. Le attività di campo hanno coinvolto un folto numero di geologi del Dipartimento di Scienza della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse e archeologi della Soprintendenza di Napoli per un periodo di tempo compreso tra il 2009-2013 (Tab. 1.1).

Settore di Studio	Area di Scavo archeologico	Periodo di Scavo archeologico	Geologi coinvolti	Archeologi coinvolti
Baia di Chiaia	Cantiere “AM”	2009-2010	Prof.ri: Aldo Cinque e Paola Romano Dottori: -Giolinda Irollo, -Maria Rosaria Ruello, -Francesco Detta	Dottori: -Daniela Giampaola, -Claudia Bartoli, -Giuliana Boenzi, -Marina di Marco, -Silvana Iodice, -Cinzia Schiano di Cola
Baia di Chiaia	Cantiere “SP”	2010-2011	Prof.ri: Aldo Cinque e Paola Romano Dottori: -Giolinda Irollo, -Maria Rosaria Ruello, -Francesco Detta -Scrittore (<u>ultimi due mesi</u>)	Dottori: -Daniela Giampaola, -Claudia Bartoli, -Giuliana Boenzi, -Marina di Marco, -Silvana Iodice, -Cinzia Schiano di Cola
Municipio	Cantiere “MN” (pds Linea 6)	2011-2013	Prof.ri: Paola Romano e Christophe Morhange Dottori: Scrittore	Dottori: -Daniela Giampaola, -Vittoria Carsana - Giuliana Boenzi, -Silvana Iodice

Tabella 1.1 - Indagini geoarcheologiche di campo.

In campo, vale a dire nei cantieri di scavo AM, SP e MN sono state portate a giorno numerose archeostratigrafie e i dati geoarcheologici sono stati studiati attraverso la realizzazione di un ampio numero di sezioni verticali di dettaglio (scala 1:100/1:10) (Figg. 1.3, 1.4, 1.5), costruite facendo riferimento a Uss (Unità Stratigrafiche) definite

su basi archeologiche, sedimentologiche macroscopiche e stratigrafiche. La geometria degli strati, il loro assetto all'interno delle successioni e le strutture archeologiche sono state documentate attraverso misure delle quote riferite al livello del mare, eseguite con strumenti ad alta risoluzione (Leica Tips1201 Total Stations; $\pm 0,002$ m di accuratezza sulle distanze; $0,0001$ m di accuratezza sugli angoli). La valutazione delle età delle Uss portate alla luce è il risultato delle analisi sul relativo contenuto ceramico condotte dalle archeologhe, le quali hanno definito e numerato delle Unità Stratigrafiche (Uss) che sono state adottate in questo lavoro. Per il solo settore di Municipio, lo studio dei materiali ceramici è ancora in corso pertanto le età fornite dalle archeologhe e presentate in questa tesi sono da considerarsi come preliminari, seppure caratterizzate da un buon grado di attendibilità. La Tab. 1.2 riassume l'intervallo cronologico investigato e la quota assoluta del top e del bottom delle intere successioni stratigrafiche emerse durante le fasi di scavo.

Settore di Studio	Area di Scavo archeologico	Intervallo cronologico investigato	Quota assoluta della successione stratigrafica indagata
Baia di Chiaia	Cantiere "AM"	Età Preistorica/Età Moderna	-7,50/+ 0,35 m slm
Baia di Chiaia	Cantiere "SP"	Età Protostorica/Età Moderna	-6,30/+1 m slm
Municipio	Cantiere "MN" (pds Linea 6)	Età Ellenistico-Romana/Tarda Antichità	-7/-1,40 m slm

Tabella 1.2 - Intervallo cronologico investigato e quota assoluta del top e del bottom delle intere successioni stratigrafiche emerse durante le fasi di scavo.

Come premesso, un grosso aiuto per l'interpretazione delle caratteristiche, le modalità di messa in posto ed il riconoscimento dei depositi vulcanici rinvenuti nelle sezioni è stato dato dal Dottor Mauro Di Vito dell'Osservatorio Vesuviano, che ha anche partecipato alle interpretazioni paleoambientali. La correlazione dei depositi vulcanici con i due distretti vulcanici in prossimità di Napoli, i Campi Flegrei e il Vesuvio eseguita sulla base della litologia e della mineralogia ha fornito un altro vincolo cronologico per le ricostruzioni.

1.3.3. Analisi sedimentologiche di campo

Sul campo sono state eseguite analisi sedimentologiche macroscopiche, finalizzate ad una prima interpretazione della facies e dell'ambiente deposizionale. Ogni Uss, è stata descritta in termini di natura dei clasti, colore, grado di arrotondamento, granulometria, selezione, organizzazione interna nel livello (eventuale gradazione e orientazione dei clasti), geometria del deposito (massiva, stratificata e tipologia delle strutture sedimentarie) e morfologie delle superfici sommitali e basali dei singoli strati. In pianta il riconoscimento dei medesimi parametri fatto per le sezioni è stato suffragato dalla valutazione della morfologia del tetto di ogni singola unità archeostratigrafica. Su sezioni verticali prescelte è stata eseguita la campionatura di dettaglio di ogni Uss secondo tecniche appropriate per le relative analisi di laboratorio (tessiturali e paleontologiche) condotte e di seguito descritte. Tali campionature sono state eseguite solo per il cantiere di scavo MN.

1.3.4. Fasi di Campionamento (solo Settore Municipio)

-Baia di Chiaia

A causa di motivi logistici di campo, ed a causa di tempistiche che hanno visto partecipare la scrivente solo alle ultime fasi di attività di scavo nel cantiere di S. Pasquale, non è stato possibile effettuare campionature di log delle successioni stratigrafiche portate alla luce nelle aree di scavo nei cantieri AM e SP.

-Municipio

Nel pds Linea6 del cantiere MN, lungo la sezione stratigrafica di studio A A' sono state effettuate campionature della successione stratigrafica emersa durante le fasi di scavo (Fig. 1.5). Le verticali di campionamento sono denominate con le sigle V1T, V2T, V3T e V2a e V2c. Come si approfondirà nel paragrafo 3.3.2.1. le prime tre verticali si collocano in una porzione del pds Linea6 denominata "Complesso Termale" e le seconde due in una chiamata "Bacino Portuale" (Fig.1.5). La Tab.1.3 riassume il numero totale di campioni per ciascuna verticale, l'intero intervallo cronologico investigato e la quota assoluta del top e bottom della verticale.

Verticale di campionamento	Numero di campioni	Intervallo cronologico investigato	Quota assoluta della successione stratigrafica indagata
V1T	4	Ante 3rd secolo BC/3rd secolo BC	-1,4/-1,65 m slm
V2T	6	Fine 3rd secolo BC/fine 2nd secolo BC	-1,8/-2,55 m slm
V3T	6	Fine 3rd secolo BC/fine 2nd secolo BC	-1,85/-2,65 m slm
V2a	25	Seconda metà 1 st secolo BC-seconda metà 5 th secolo AD	-1,80/-5 m slm
V2c	18	Seconda metà 1 st secolo BC-prima metà 5 th secolo AD	-2,75/-5,80 m slm

Tabella 1.3 - Campioni prelevati dalla scrivente per ciascuna verticale del pds Linea 6 Cantiere MN.

1.3.5. Analisi di Laboratorio (solo Settore Municipio)

L'interpretazione delle facies di ciascuna unità archeostratigrafica sulla base delle osservazioni di campo è stata migliorata attraverso il contributo di tecniche di laboratorio. Le analisi condotte hanno consentito di discriminare con maggiore dettaglio, le differenze tra le varie Uss che non trasparivano dalla sola osservazione di campo. In particolare, la scrivente ha condotto analisi tessiturali e di macro-microfauna, presso i laboratori del CEREGE-CNRS (Aix en Provence, FRANCIA) grazie all'ausilio dei professori Christophe Morhange e Nick Marriner e presso il Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse grazie all'ausilio dei professori Giuliano Ciampo e Valentino Di Donato.

Per le verticali V1T, V2T e V3T la scrivente ha eseguito:

1) Analisi tessiturali

mentre le ***Analisi micropaleontologiche (ostracodi)*** sono state eseguite dai prof. V. Di Donato e G. Ciampo.

Per le verticali V2a e V2c la scrivente ha eseguito:

1) Analisi tessiturali

2) Analisi paleontologiche (macrofauna)

3) Analisi micropaleontologiche su ostracodi

I risultati integrati delle indagini di campo, delle analisi tessiturali e paleontologiche hanno portato alla definizione dell'evoluzione paleoambientale del Settore di Municipio indagato per l'intervallo temporale compreso tra l'Età Ellenistica-Romana e la Tarda Antichità. Questa è stata messa a confronto con la ricostruzione paleoambientale precedentemente elaborata (*Irollo, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Giampaola et al., 2004-2006; Giampaola e Carsana, 2005; Carsana et al., 2009*) sulla base degli studi geoarcheologici condotti nel pds Linea 1 del cantiere Municipio.

1) Analisi tessiturali

Ogni campione di 200 g è stato sistemato in appositi becher da laboratorio e messo ad asciugare per 24 ore in forno ventilato a 60 °C. Una volta secchi, i campioni sono stati pesati e ricampionati ciascuno per quantità di 100g sulle quali sono state effettuate analisi granulometriche per setacciatura ad umido. In accordo con la scala granulometrica di Wentworth (1922), i setacci utilizzati hanno apertura maglie di 2mm, 500µm, 250µm, 125µm, 63µm in modo da valutare per ciascun campione le frazioni granulometriche relative a ghiaia, sabbia grossolana, media, fine e limo + argilla. I trattenuti di ogni setaccio sono stati raccolti in becher da laboratorio e messi ad asciugare per 24 ore in forno ventilato a 60 °C. Il passante al setaccio 63µm misto ad acqua è stato raccolto in vasche di plastica e messo ad asciugare fino a completa evaporazione. Una volta secchi i trattenuti sono stati pesati. Il peso di ciascuna frazione granulometrica è stato normalizzato dapprima al peso iniziale e poi ricalcolato al 100%. I pesi secchi dei trattenuti sono stati trasformati in valori percentuali e successivamente plottati in diagrammi triangolari classificativi (*Folk, 1954*) e in diagrammi verticali

rappresentanti le abbondanze percentuali in peso. Per ciascun campione prelevato nella zona del Bacino Portuale del pds Linea 6 la frazione ghiaiosa è stata analizzata in modo da discriminare l'abbondanza percentuale di ciascun componente (pomici, posidonia, litici e cristalli, macrofauna, residui ceramici e "altro"). I ritmi di sedimentazione sono stati altresì calcolati in cm/a al fine di valutarne sia gli andamenti che i fattori che di volta in volta ne hanno governato le dinamiche.

2) *Analisi paleontologiche (macrofauna)*

Ogni campione di 10 kg è stato lavato al setaccio di 2 mm. Il trattenuto è stato sistemato in appositi becher da laboratorio e messo ad asciugare per 24 ore in forno ventilato a 60° C. Una volta secchi, nell'ambito di ciascun campione si è separata la macrofauna dal resto del sedimento.

Per le verticali V1T, V2T, V3T:

Le verticali analizzate hanno presentato un'abbondanza percentuale molto esigua delle specie malacologiche. In generale nell'ambito di 10 kg di sedimento analizzato in tutte le Uss, si è contato al massimo, un numero di frammenti millimetrici di organismi non superiore a 10. Ne è conseguita l'impossibilità classificativa delle singole specie rinvenute nei sedimenti. Per ciascun campione si è data solo un'informazione del tipo: assente/presente/rara = quantità di malacofauna inferiore o uguale a 10 frammenti millimetrici in 10 kg di sedimento.

Per le verticali V2a e V2c:

Si è passati alle fasi di interpretazione di ciascun esemplare di macrofauna, in termini di famiglia, genere e specie. L'identificazione delle specie è stata effettuata mediante confronto con atlanti classificativi disponibili in letteratura tipici per le specie del Mediterraneo quali: D'Angelo e Gargiulo (1978), Barash e Danin (1992), Poppe e Goto (1991,1993), Bellan-Santini et al., (1994) e Doneddu e Trainito (2005). Alla classificazione degli organismi presenti ne è seguita la conta e la successiva trasformazione in abbondanze percentuali. Queste ultime sono state plottate in diagrammi verticali. La classificazione dei molluschi è stata eseguita mediante organizzazione e accorpamento degli stessi sulla base del loro significato ecologico. In particolare le associazioni ecologiche considerate nella presente ricerca sono quelle definite in Péres e Picard (1964) e Péres (1982), di substrato duro, di sabbia infratidale, di laguna, di sabbia fangosa, di sabbia pulita e di sabbia fangosa di ambiente protetto.

3)Analisi paleontologiche su microfauna ad ostracodi

Ogni campione di 200 g è stato sistemato in appositi becher da laboratorio e messo ad asciugare per 24 ore in forno ventilato a 60 °C. Una volta secchi, i campioni sono stati pesati e ricampionati ciascuno per quantità di 100g sulle quali sono stati effettuati lavaggi ai setacci 2mm e 63µm. Il trattenuto è stato poi seccato e una volta asciutto, pesato e passato nuovamente al setaccio di 125µm. Questa procedura è stata in particolar modo adottata per lo studio della microfauna ad ostracodi la cui osservazione ha richiesto l'uso di un microscopio ottico. Gli ostracodi sono piccoli crostacei con corpo racchiuso in un carapace bivalve di carbonato di calcio. Le dimensioni medie sono comprese tra 0,5 mm e 2,00 mm e si accrescono per mute successive. Come ricordato in Marriner e Morhange (2007) gli ostracodi sono eccellenti indicatori paleoambientali a causa della loro ubiquità in contesti d'acqua dolce e salata; della piccola taglia e dell'alta preservabilità del carapace. La diversità faunistica, la densità degli assemblaggi sono funzione di numerosi parametri naturali (salinità, temperatura, chimismo) e dell'impatto antropogenico (Bonaduce *et al.*, 1975; Boomer e Eisenhauer, 2002; Ruiz *et al.*, 2005).

Per le verticali V1T, V2T,V3T:

Analogamente a quanto emerso dall'analisi della macrofauna, anche la microfauna, laddove presente, è caratterizzata da un numero piuttosto esiguo di organismi per ciascuna della poche specie rinvenute. Il grado di usura del carapace non ha consentito una classificazione delle specie per i singoli ostracodi rinvenuti. Per ciascun campione si è data solo un'informazione del tipo: assente/presente/rara = numero di ostracodi inferiori o uguali a 10 unità per 100g di sedimento analizzato.

Per le verticali V2a e V2c:

Si è passati alle fasi di interpretazione di ciascun esemplare. L'identificazione delle specie è stata effettuata tenendo conto di diversi lavori di letteratura (Athersuch *et al.*, 1989; Henderson,1990; Meish, 2000; Martens *et al.*, 2002; Rosenfeld *et al.*, 2004). Alla classificazione degli organismi presenti ne è seguita la conta e la successiva trasformazione in abbondanze percentuali. Queste ultime sono state plottate in diagrammi verticali. La classificazione degli ostracodi è stata eseguita mediante organizzazione e accorpamento degli stessi sulla base del loro significato ecologico.

I taxa sono stati assegnati a quattro gruppi ecologici: associazione di acqua dolce, lagunare, costiera e marina.

1.3.6. Trattamento statistico delle variabili tessiturali e paleontologiche (solo Settore Municipio)

I risultati ottenuti dalle analisi granulometriche sulle verticali V1T, V2T, V3T, V2a e V2c sono stati trattati secondo tecniche di ***Statistica Univariata***. Per ciascun campione sono stati valutati i parametri statici di Folk e Ward (1957) che hanno consentito di avere informazioni più puntali circa le variazioni spazio temporali delle dinamiche, delle capacità di trasporto e di selezione dei sedimenti. Per implementare i risultati circa l'evoluzione paleoambientale del settore Municipio in Età Romana e Tardo Antichità forniti dall'analisi della macro e microfauna, sulle verticali di campionamento V1T, V2T, V3T, V2a e V2c, sono state utilizzate invece tecniche di ***Statistica Multivariata***, in particolare cluster analysis e biplots di variazione relativa. Le analisi sono state realizzate seguendo un approccio conforme all'analisi dei dati composizionali (Aitchison, 1986). In particolare per la V2a e V2c:

- La cluster analysis è stata volta a definire gruppi di campioni omogenei dal punto di vista delle associazioni della macrofauna, in modo da cogliere i trend di variabilità sia lungo la verticale che lungo l'orizzontale, al fine di valutare le variazioni paleoambientali nel tempo e i passaggi laterali di facies nell'ambito del "Bacino Portuale" (Fig. 1.5).
- Biplots di variazione relativa sono stati utili per definire sia le relazioni intercorrenti tra i taxa che compongono la macrofauna che le relazioni tra taxa e campioni, consentendo di caratterizzare da un punto di vista paleoecologico i campioni prelevati.

L'analisi statistica Multivariata è stata eseguita in collaborazione con il professore Valentino Di Donato.

1) Statistica Univariata

I dati ottenuti dalle analisi granulometriche, sulle verticali V1T, V2T, V3T, V2a e V2c sono stati raggruppati in classi dimensionali corrispondenti a -1ϕ , 0ϕ , 1ϕ , 2ϕ , 3ϕ , 4ϕ e $>4\phi$, costituenti una distribuzione discontinua. Essi sono stati presentati in istogrammi di frequenza in modo da avere un'idea immediata delle distribuzioni di ciascun campione e un più rapido confronto. Per ciascun istogramma sono state riportate le classi dimensionali in ascissa. Le altezze dei rettangoli sono direttamente proporzionali alle frequenze (=percentuali in peso) delle rispettive classi. Per ciascun campione, per

intervalli di classi tendenti a zero, è stata realizzata anche la curva di distribuzione di frequenza, che è una rappresentazione più fedele, in quanto continua della distribuzione granulometrica. In aggiunta si sono costruite anche curve cumulative di frequenza ottenute per progressive somme delle abbondanze percentuali in peso di ciascuna classe sulle quali sono stati letti i valori dei seguenti percentili: 5°, 16°, 25°, 50°, 75°, 84°, 95°. Questi ultimi sono stati inseriti nei parametri statistici di Folk e Ward (1957):

Dimensione media delle particelle (Mean Size)	$\frac{(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)}{3}$
Coefficiente di cernita (Inclusive Standard Deviation)	$\frac{(\phi 84 - \phi 16)}{4} + \frac{(\phi 95 - \phi 5)}{6,6}$
Coefficiente di asimmetria (Inclusive Graphic Skewness)	$\frac{(\phi 16 + \phi 84 - 2 \phi 50)}{2 (\phi 84 - \phi 16)} + \frac{(\phi 5 + \phi 95 - 2 \phi 5)}{2 (\phi 95 - \phi 5)}$
Coefficiente di appuntamento (Graphic Kurtosis)	$\frac{(\phi 95 - \phi 5)}{2,44 (\phi 75 - \phi 25)}$

Tabella 1.4 - Parametri statistici di Folk e Ward, 1957.

Il valore dei parametri statistici per ciascun campione è stato interpretato dal punto di vista del relativo significato sedimentologico. In generale i parametri di tendenza centrale (moda, media e mediana) indicano approssimativamente la capacità di trasporto dell'agente o del processo meccanico, quindi anche la sua velocità media; il coefficiente di cernita esprime la capacità selettiva del mezzo di trasporto, da trattivo al quello in massa. I coefficienti di asimmetria e curtosi rivelano l'omogeneità di una certa popolazione di granuli e sono indicativi rispettivamente di eventuali azioni di vaglio e ripulimento in posto e di rimescolamento dei sedimenti.

2) Statistica Multivariata

I dati composizionali

Si definiscono dati composizionali quei dati per i quali la somma delle parti che li costituiscono sia pari ad un valore costante prefissato per tutti i campioni, ad esempio 1 o 100 (se si tratta di dati percentuali). L'analisi dei dati composizionali, ha avuto un

enorme sviluppo negli ultimi anni, a partire dalla importante monografia di Aitchison (1986). L'approccio statistico si basa sulla valutazione dei rapporti tra le parti o variabili che compongono i dati, che per la presente ricerca si riferiscono alle specie di macrofauna. L'analisi composizionale è basata su trasformazioni logaritmiche dei rapporti da componenti. Ciò consente di estendere all'intero R lo spazio campionario dei dati. Inoltre i logaritmi hanno una migliore trattabilità matematica rispetto ai rapporti. Ad esempio, mentre A/B è diverso da B/A , il $\log(A/B)$ è semplicemente pari a $-\log(B/A)$. Inoltre, dati due vettori x_i e x_y , mentre non c'è una esatta relazione tra $\text{var}(x_i/x_y)$ e $\text{var}(x_y/x_i)$, invece $\text{var}\{\log(x_i/x_y)\} = \text{var}\{\log(x_y/x_i)\}$. Per ovviare all'impossibilità di effettuare logaritmi di valori pari a 0 si rende necessario iniziare le procedure di analisi composizionale dei dati con metodi di sostituzione degli zeri. Per non compromettere l'efficienza dell'analisi il data set dovrebbe contenere un numero di zeri da sostituire non superiore al 15%. Per tenere conto di questo limite si può procedere o facendo l'analisi solo sulle specie più abbondanti oppure, così come fatto in questo lavoro, con l'operare accorpamenti tra specie con equivalente significato ecologico. Daunis-i-Estadella et al. (2008) hanno elaborato un metodo di sostituzione che può essere applicato a dati composizionali originati da conteggi, come nel caso delle associazioni fossili, quali quelle della presente tesi. L'approccio di sostituzione degli zeri utilizzato per questa ricerca è di tipo Bayesiano ed è associato ad una sostituzione moltiplicativa tesa cioè a preservare i rapporti tra i valori delle variabili in maniera tale che essi vengono scalati proporzionalmente senza che ci sia una variazione del loro totale. Una volta sostituiti gli zeri in base all'approccio di Aitchison (1986) è stata eseguita una trasformazione delle variabili di ciascun campione *log centrata (clr)* tale che:

$$X = [x_1, \dots, x_n]$$

Dove X = campione e n = variabili

$$Y = \text{clr } X = [\ln(x_1/\text{mg}X), \dots, \ln(x_n/\text{mg}X)]$$

Con $\text{mg}X$ = media geometrica di X

Cluster analysis

La cluster analysis è una procedura per organizzare un dataset di campioni sulla base delle variabili osservate, in gruppi (o cluster) quanto più omogenei al loro interno e differenti dagli altri. I metodi di raggruppamento più utilizzati sono quelli di tipo gerarchico. Essi sono orientati sulla similitudine fra campioni e creano una gerarchia di

partizioni caratterizzata da un numero crescente di gruppi visualizzabili mediante un dendrogramma. Si parte da un set di dati costituito da una matrice $N \times P$ dove N = numero di campioni e p = variabili osservate. Nel caso della presente ricerca le variabili osservate sono rappresentate dai taxa costituenti la macrofauna. Come detto il primo passo è definire una misura di similarità tra i campioni. Tra i vari coefficienti di similarità, uno fra i più utilizzati, applicato anche nelle presente analisi, è la distanza di Aitchison che corrisponde alla distanza euclidea tra composizioni log centrate. Il calcolo della distanza tra tutti gli N campioni forma una matrice simmetrica $N \times N$ di distanze. Successivamente i campioni vengono disposti gerarchicamente, in modo da mettere insieme in uno stesso cluster i più vicini proseguendo via via con la sistemazione di tutti. Gli algoritmi gerarchici proposti in letteratura (i.e. metodo del legame singolo, metodo del legame completo, metodo del legame medio, metodo del centroide, metodo di Ward) si differenziano unicamente per il diverso criterio che regola la valutazione delle distanze tra i gruppi. Poiché lo scopo ultimo della cluster analysis è quello di ottenere gruppi ad alta coesione interna nella presente ricerca è stato adottato il metodo di Ward, che è incentrato sulla determinazione della varianza all'interno di ciascun cluster, utilizzando quindi il quadrato delle distanze euclidee ossia, come già accennato, distanze di Aitchison. Esso. Ad ogni passaggio la creazione di un nuovo cluster avviene in modo da ottenere il minor incremento possibile nella variazione interna al cluster. In questo modo i cluster tenderanno ad essere più distinti possibile, in quanto il criterio per l'aggregazione è quello di avere il minimo ammontare di variazione. Nell'applicazione alle successioni analizzate, la cluster analysis è stata utilizzata vincolando l'ordine stratigrafico dei campioni, con l'obiettivo di definire intervalli omogenei (*Grimm, 1987; Di Donato et al., 2008*). Al fine di definire il numero ottimale di gruppi, sono stati utilizzati alcuni indicatori, quali l'indice di Calinski and Harabasz (*Calinski and Harabasz, 1974*).

Biplots di variazione relativa

I biplots rappresentano una tecnica per la semplificazione dei dati utilizzata nell'ambito della [statistica multivariata](#). L'obiettivo di questa tecnica, per certi versi affine all'analisi delle componenti principali, è la riduzione di un numero più o meno elevato di variabili in alcune variabili latenti (feature reduction). Se le variabili risultano correlate tra loro, possono essere sostituite da un nuovo insieme chiamato componenti principali (PC) ottenute come combinazione lineari di quelle di partenza. In particolare la

trasformazione lineare proietta le variabili originarie in un nuovo sistema cartesiano nel quale la nuova variabile CP1 con la maggiore varianza viene proiettata sul primo asse, la variabile nuova CP2, seconda per dimensione della varianza, sul secondo asse e così via. Le componenti principali devono soddisfare il vincolo di massimizzare la varianza del dataset per rappresentare le variabili originarie e “spiegare” le relazioni esistenti tra queste. La riduzione della complessità avviene limitandosi ad analizzare le principali (per varianza) tra le nuove variabili. L’obiettivo dell’utilizzo di questa tecnica è quello di migliorare l’interpretabilità dei dati con una perdita di informazioni limitata. Un metodo semplice per calcolare la componente w_i relativa alle nuove variabili utilizza la matrice delle covarianze di x ossia delle vecchie variabili o la matrice dei coefficienti di correlazione. Si devono trovare gli autovalori e gli autovettori della matrice di covarianza (o della matrice dei coefficienti di correlazione). Si ottengono tanti autovalori quante sono le variabili x . L’autovalore con il maggiore valore corrisponde alla dimensione w che ha la maggiore varianza: esso sarà dunque la varianza della componente principale 1. In ordine decrescente, il secondo autovalore sarà la varianza della componente principale 2, e così via per gli n autovalori. Il numero delle CP da considerare è dipendente dalla variabilità del set di dati: ne viene considerato un numero tale da spiegare almeno l’80% della variabilità dei dati. Per ciascun autovalore viene calcolato il corrispondente autovettore, ossia la matrice dei coefficienti che moltiplicano le vecchie variabili x nella combinazione lineare per l’ottenimento delle nuove variabili w . Questi coefficienti sono anche definiti loadings. Eseguendo l’operazione matriciale $W = V * X$ (dove W = vettore colonna avente come elementi le nuove variabili w_1, w_2, \dots, w_n e X = vettore colonna avente come elementi le "vecchie variabili" x_1, x_2, \dots, x_n) si possono trovare le coordinate di ciascun punto nel nuovo spazio vettoriale. Nei biplot, oltre alle variabili vengono rappresentati anche gli oggetti. Ciascuna variabile è rappresentata da un vettore. La loro lunghezza corrisponde alla deviazione standard delle variabili logcentrate. È una misura del contributo di ogni variabile alla variabilità complessiva. In particolare, vettori molto lunghi corrispondono a parti delle composizioni caratterizzate da larga variabilità composizionale. L’angolo tra due vettori approssima la correlazione tra le corrispondenti variabili logcentrate: angoli piccoli tra le variabili originarie indicano che la correlazione tra le stesse è alta viceversa avviene con angoli grandi. Tuttavia è bene notare che nei biplot di variazione relativa, l’informazione principale non è contenuta nei vettori, ma nei collegamenti tra i loro apici. Collegamenti brevi implicano che tra quelle parti si presentano in rapporto

poco variabile. Al contrario, collegamenti lunghi implicano che tra le parti c'è una larga variabilità. Le proprietà principali per l'interpretazione dei biplot di variazione relativa sono ben esposte in Aitchison and Greenacre (2002). La posizione dei campioni nel biplot può essere messa in relazione con i rapporti tra le variabili. In particolare nell'interpretazione dei biplot, si tiene in considerazione anche la proiezione dei campioni sul collegamento degli apici dei vettori delle variabili originarie: la proiezione di un campione su un link tra due variabili è funzione del logaritmo del rapporto tra di esse in quel campione, più le proiezioni sono vicine all'apice del vettore variabile più i campioni sono arricchiti della variabile in considerazione.

1.3.7. Analisi morfo-stratigrafiche su sondaggi preesistenti

-Baia di Chiaia

Le prime stratigrafie di sondaggio consultate lungo la Baia di Chiaia sono state realizzate intorno alla metà del '900 da diverse società private (S.A.C.I.F, S.A.M.C.E.F. e Fodendedile). Si tratta di circa una ventina di perforazioni geognostiche a carotaggio continuo diffuse lungo tutta la Baia. Negli anni '60 esse sono state raccolte ed utilizzate soprattutto per l'elaborazione di 1) una carta del Tetto del substrato napoletano e della 2) prima Carta Geologico Tecnica di Napoli (Nicotera e Lucini, 1967). La lettura di questi sondaggi è stata integrata con la consultazione di lavori di letteratura per avere una conoscenza preliminare geologica di questo settore di studio. In seconda battuta, tali sondaggi sono stati ubicati sulla topografia ricostruita dalla scrivente ed integrati con una serie di circa 10 sondaggi geologici realizzati negli anni '90 lungo il litorale, dalla società dei trasporti pubblici (ATAN). Integrando queste due serie di sondaggi sia con la lettura attenta della topografia di questo settore, che con le conoscenze geologiche di letteratura, si è pervenuto ad 1) una carta geologico-geomorfologica della Baia di Chiaia, 2) tre sezioni geologiche di dettaglio (scala verticale 1:5000), 3) l'interpretazione critica della carta del Tetto del substrato napoletano (cfr 3.2.1) proposta da Nicotera e Lucini (1967).

-Municipio

Durante il periodo 1998-2012, l'intero settore di Municipio è stato interessato dalla realizzazione di circa 100 sondaggi da parte della Società TECNO IN. Si tratta di

sondaggi di tipo geoarcheologico commissionati dalla Soprintendenza di Napoli per implementare i risultati emersi delle indagini geoarcheologiche durate le fasi di scavo nel pds Linea 6. Ciascun sondaggio si è spinto in profondità fino a raggiungere il tetto del substrato geologico (Tufo Giallo Napoletano cfr 2.2.4.). Le interpretazioni paleoambientali dei sondaggi e le attribuzioni cronologiche sono state seguite dal personale tecnico della TECNO IN in collaborazione con la Soprintendenza.

Capitolo 2 - Precedenti Conoscenze

2.1. Premessa

Il presente capitolo vuole fornire un quadro di riferimento sulle conoscenze di letteratura ricercate in materia di geologia, archeologia, geoarcheologia per l'area di studio. Il centro urbano di Napoli è calato all'interno di una complessa area vulcanica delimitata a nord dal margine settentrionale della Piana Campana, ad est dalla Piana del Sebeto e dal distretto vulcanico del Somma-Vesuvio, a sud dal Golfo di Napoli e ad ovest dal complesso vulcanico dei Campi Flegrei (Fig. 2.1). Gli aspetti geologici e geoarcheologici legati alla città di Napoli sono inquadrati in questo contesto territoriale più ampio al fine di cogliere i processi naturali e antropici determinanti per la sua genesi ed evoluzione.

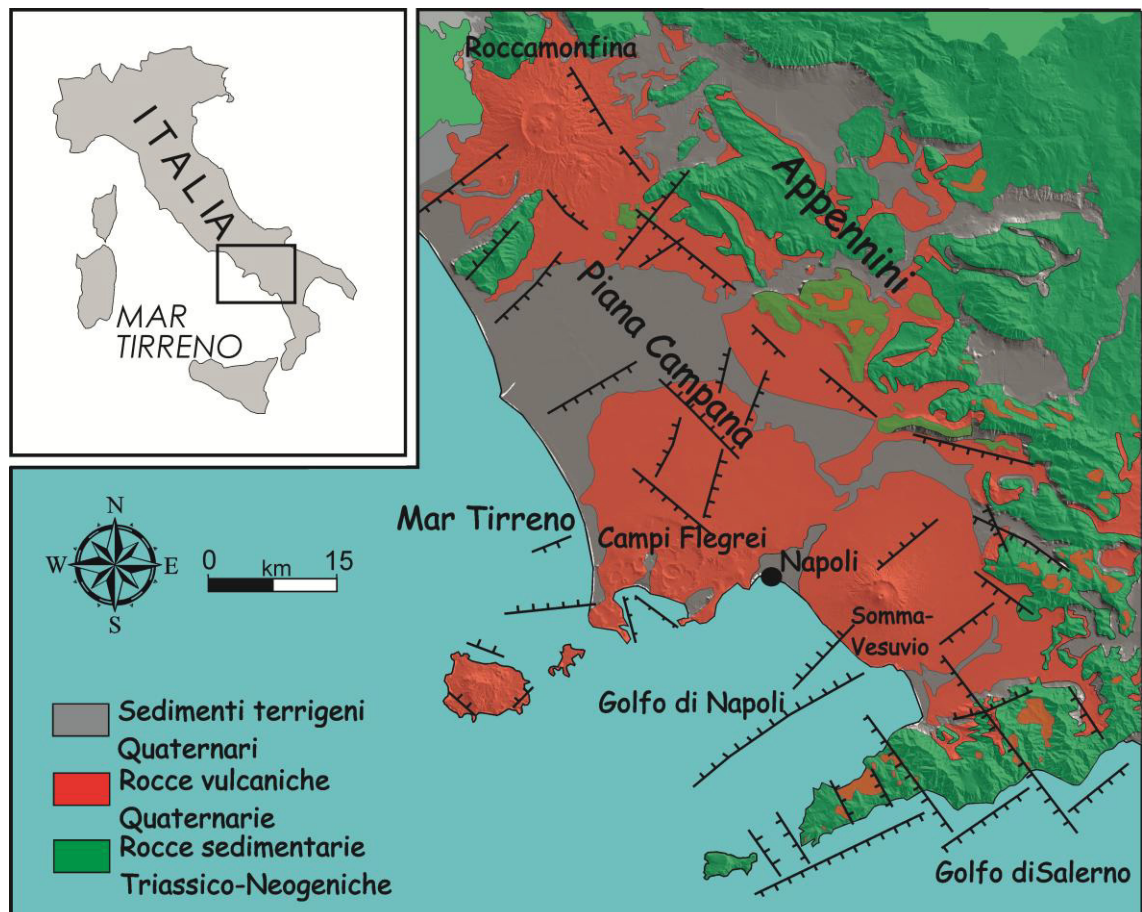


Figura 2.1 - Schema geologico della Campania (da Bonardi et al., 1988 modificato).

2.2. Inquadramento geografico e geologico generale dell'area di studio**2.2.1. La Piana Campana**

La Piana Campana, all'interno della quale ricade l'area di studio è una depressione tettonica Plio-Pleistocenica allungata in direzione NW-SE la cui formazione è strettamente correlata alle dinamiche tettoniche responsabili dell'apertura del Mar Tirreno e della formazione dell'Appennino Meridionale. A partire dal Paleocene-Eocene fino al presente, la subduzione verso ovest della microplacca Adria e la conseguente formazione di un bacino di retrocarco costituito dal Mar Tirreno hanno comportato la formazione della catena Appenninica lungo il fronte di subduzione (Carminati *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2001a e 2001b; Rosenbaum and Lister, 2005). Lungo il margine tirrenico dell'Appennino Meridionale, la tettonica estensionale occorsa durante il Tardo Pliocene e nel Quaternario ha causato la disarticolazione della catena, e la conseguente formazione della Piana Campana connessa ad un sistema di faglie NW-SE e NE-SW (Hippolyte *et al.* 1994; Acocella *et al.* 1999; Turco *et al.*, 2006) il cui basamento è costituito da morfologia ad “ horst e graben” (Brancaccio *et al.*, 1991; Cinque *et al.*, 1993). Tra le piane all'interno delle quali si può menzionare il Vallo di Diano, Piani di Buccino, San Gregorio Magno (Santangelo, 1991; Santangelo *et al.*, 2006 e 2011) ascrivibili alla tettonica estensionale esplicitasi principalmente lungo faglie normali ad orientazione appenninica (NW-SE), la Piana Campana è una delle più estese, lunga circa 150 km e ampia 50 km. Essa è bordata da massicci carbonatici Meso-Cenozoici in facies di Piattaforma, del Monte Massico a NW, Monte Maggiore, Monti di Caserta, di Avella e di Sarno a NE e di Monti Lattari a SE. Durante il Quaternario la Piana è stata interessata da una prevalente tendenza alla subsidenza con ritmi medi di circa 1,5 - 2 mm/anno. Durante il Pleistocene inferiore e medio ampie porzioni dell'area attualmente occupate dalla piana erano invase dal mare. Tuttavia i ritmi di sedimentazione erano tali da impedire la formazione di facies di ambiente profondo (Romano *et al.*, 1994; Brancaccio *et al.*, 1995) bilanciando la subsidenza. Depositi litorali di età Tirreniana si incontrano ribassati di alcune decine di metri (Barra *et al.*, 1989 e 1991) sotto il livello del mare in più punti del sottosuolo della piana e sollevati fino a circa 50 m slm lungo il bordo dei Monti di Avella (Romano *et al.*, 1994; Brancaccio *et al.*, 1995). La regressione occorsa durante l'ultimo picco Würmiano ha anche contribuito ad una sensibile reincisione della piana. La spiaggia legata al massimo della trasgressione Versiliana, addentratasi più di 6km oltre la costa attuale, risulta

ribassata di una decina di metri (Romano *et al.*, 1994; Brancaccio *et al.*, 1995). Le dinamiche tettoniche che durante il Pleistocene hanno interessato tali rilievi appaiono diversificate (Cinque e Romano, 1990; Brancaccio *et al.*, 1995). Sollevamenti si rinvenivano lungo i bordi della metà settentrionale della piana, mentre lungo quelli del settore meridionale si registra una stabilità della dorsale dei Monti Lattari a partire dal Pleistocene Medio e un ribassamento dei Monti di Sarno Medio-Tardo Pleistocenico. I campi di stress regionali che sono stati determinanti per la formazione della Piana Campana, hanno anche determinato le condizioni per l'emissione di magma che ha prodotto l'attività eruttiva dei vulcani Quaternari Campani: Campi Flegrei e Somma Vesuvio. Un importante contributo alla ricostruzione litostratigrafia della piana è venuto con i sondaggi profondi realizzati dall'AGIP tra gli anni '60 e '80 per la ricerca di idrocarburi a scopo geotermico (AGIP, 1987; Balducci *et al.*, 1983; Bernasconi *et al.*, 1981; Barbieri *et al.*, 1979; Rosi e Sbrana, 1987) (Fig. 2.2).

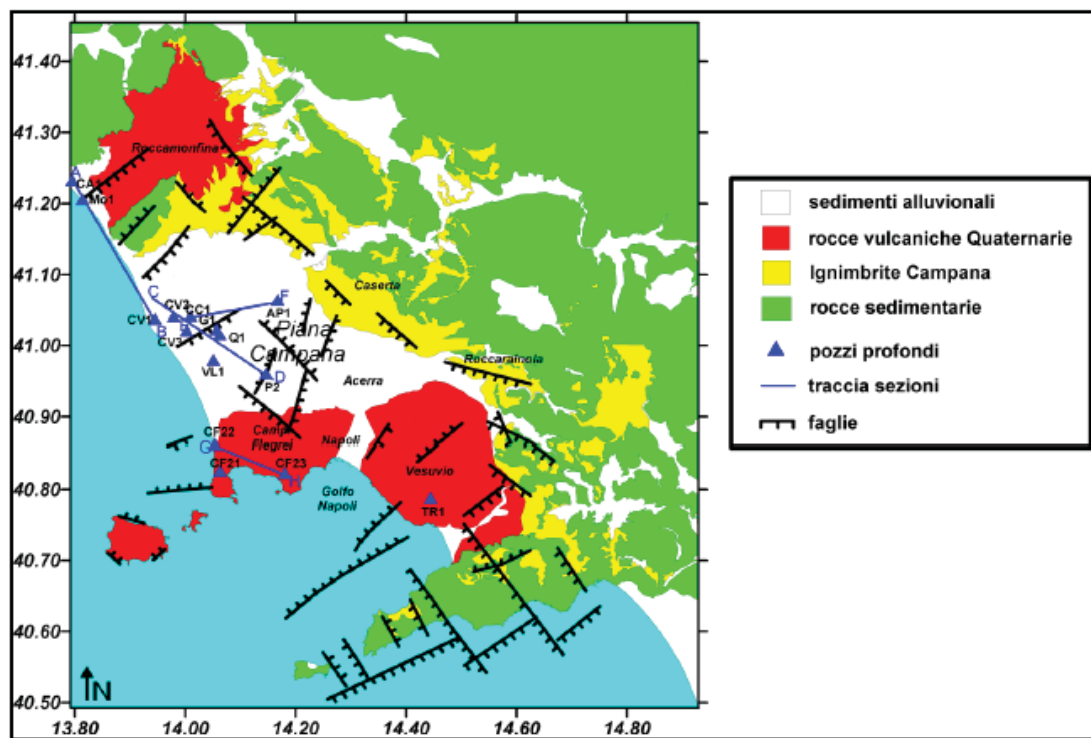


Figura 2.2 - Ubicazione sondaggi AGIP (Costanzo, 2011).

Dalle stratigrafie dei pozzi il basamento carbonatico della piana si approfondisce specie nel suo settore occidentale a profondità prossime a 3 km. Nell'area compresa tra il basso corso del fiume Volturno e i Campi Flegrei i pozzi non rinvennero il basamento carbonatico, che invece viene ritrovato nel pozzo AP1 alla profondità di 1350 m e nel pozzo TR1 (Fig. 2.3) localizzato alle pendici del Vesuvio a circa 2 km di profondità. In generale l'età dei depositi intercettati va dal Mesozoico al Quaternario. In particolare il

pozzo CA1 mostra, al di sotto di uno strato di 75 m di alluvioni recenti, alternanze di argille, arenarie e conglomerati Quaternari, Pliocenici e Miocenici. Il pozzo Mo1 fino a circa 675 m attraversa sedimenti terrigeni Quaternari poggianti su depositi di arenarie e marne miocenici (Fig. 2.4). Lungo l'allineamento EF, il pozzo AP1 dopo circa 230 m di piroclastici alternate ad argille, presenta limi argillosi di ambiente litorale e lagunare fino a 1280 m seguiti da circa 70 m di calcari Cretacici.

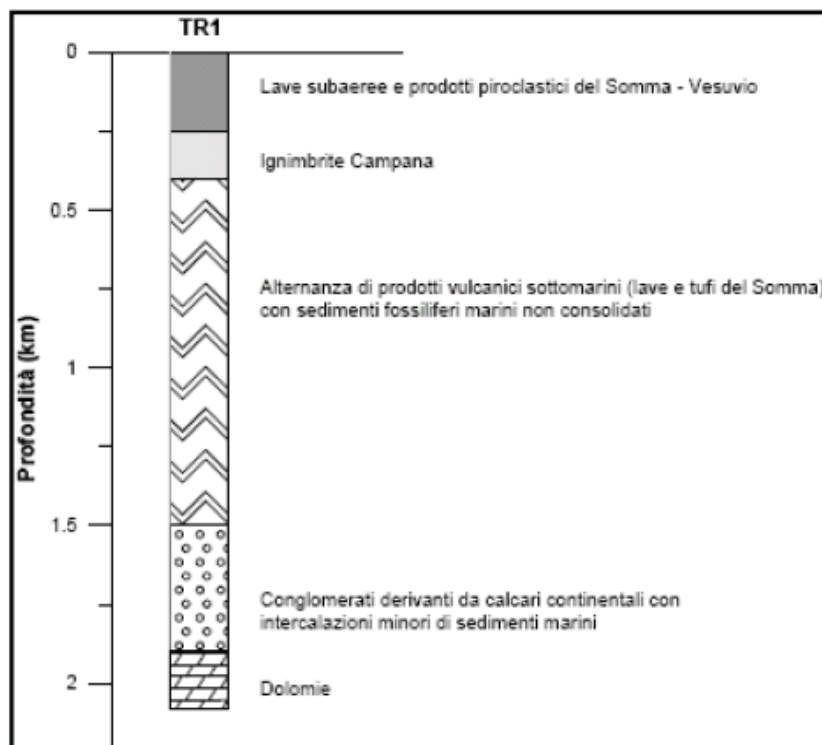


Figura 2.3 - Sondaggio TR1 (Costanzo, 2011).

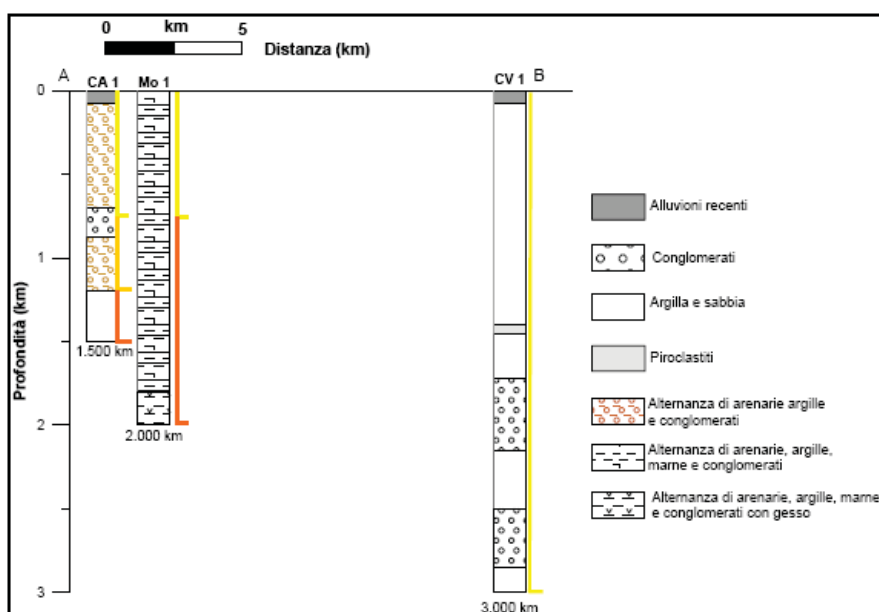


Figura 2.4 - Sondaggi CA1; Mo1; CV1 (Costanzo, 2011).

Per quanto riguarda la distribuzione areale delle unità vulcaniche flegree presenti nel sottosuolo della Piana Campana e i rapporti geometrici, Bellucci (1994) esamina circa 800 sondaggi meccanici nel suo settore meridionale. In particolare l'autrice ricostruisce caratteristiche litologie, estensione e volume del Tufo Giallo Napoletano (TGN) e dell'Ignimbrite Campana (IC) (cfr 2.2.4). Per quanto riguarda la formazione del TGN essa presenta spessori che diminuiscono gradatamente man man che ci si allontana dai Campi Flegrei, anche se la morfologia preesistente mostra locali ispessimenti e assottigliamenti. I massimi spessori di questa formazione si rinvencono oltre la cinta calderica dei Campi Flegrei specialmente in direzione N e NE. Qui, l'autrice sottolinea la presenza di spessori di 70-100 m ed anche più fino a circa 160 m a NW di Quarto. Le sezioni ricostruite in Bellucci (1994) mettono in evidenza che allontanandosi dai Campi Flegrei la facies litoide diminuisce di spessore a vantaggio della facies incoerente; quest'ultima invece aumenta di spessore fino a sostituire completamente la facies litoide. Il limite tra queste due passa attraverso Napoli nella zona dei Ponti Rossi e prosegue verso NW fino a nord di Qualiano. Per quanto riguarda l'IC, la sua facies zeolitizzata (*Cappelletti et al., 2002; Langella et al., 2013*) è presente principalmente nell'area di Caserta. Da Caserta verso Napoli si assiste ad una diminuzione dello spessore della facies gialla dell'IC. Le sezioni ricostruite in Bellucci (1994) permettono di seguire con una certa continuità l'andamento della base dell'Ignimbrite Campana che risulta abbastanza articolato. Le quote assolute sono comprese tra +15 a -15 m slm ma in genere si attestano intorno a 0 m slm. In particolare nella zona di Qualiano e Giugliano, l'IC si trova su di alto topografico (+ 30 m slm) rispetto alla piana circostante. Verso la piana di Castel Volturno, l'IC si approfondisce notevolmente (-30 m slm) mentre verso est la base della formazione rimane più o meno alla stessa quota riducendosi progressivamente da +8m a Napoli Capodichino, a -5m a Casalnuovo. Verso il bordo nord orientale della Piana Campana, la base della formazione si alza nuovamente fino a raggiungere +20m slm nei pressi dei rilievi montuosi. Per ciò che concerne gli spessori dell'IC, essi presentano valori di 30-40 m. Questi si riducono notevolmente verso il centro della piana, sia nel settore occidentale che in quello orientale assumendo valori di 5-15 a causa dell'erosione operata dal reticolo idrografico.

2.2.2. Il limite orientale di Napoli: La depressione di Volla

Gli studi intrapresi da Bellucci (1994) e Irollo (2005) ricostruiscono le caratteristiche geologiche-paleoambientali e le dinamiche vulcano-tettoniche che hanno interessato la depressione di Volla. Si tratta di una pianura delimitata ad Ovest dalle colline orientali di Napoli e ad est dal Somma Vesuvio. Essa si distribuisce in senso NE-SW per una lunghezza di circa 8 km dall'abitato di Lufrano (Volla) fino al mare (Bellucci, 1994). E' una depressione strutturale di limitate dimensioni impostata su lineamenti tettonici trasversali rispetto alla struttura appenninica i cui andamenti riproducono quelli regionali individuati da Maino et al. (1964). Il limite occidentale della depressione di Volla è bordato da una piano di faglia con direzione SW-NE, lungo l'allineamento Posillipo-Ponti Rossi. Quest'ultimo è scomposto da un altro lineamento strutturale in asse con la zona di S. Maria del Pianto (Bellucci, 1994). Tale complesso di faglie prende il nome di Magnaghi Sebeto Fault Zone (MSFZ) sensu Bruno et al. (2003). Per quanto riguarda l'assetto litostratigrafico, tale depressione è riempita durante il Quaternario da depositi piroclastici, lavici, alluvionali, transizionali e marini. In particolare le eruzioni dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano hanno costituito due importanti marker nella ricostruzione paleogeografica e paleoambientale dell'area in esame proposta in Bellucci (1994). Alla massima regressione Würmiana l'autrice attribuisce la diffusa erosione che ha eliminato la maggior parte dell'Ignimbrite Campana. La messa in posto di materiale vulcanico Vesuviano e Flegreo post Ignimbrite Campana avrebbe durante la fine del Pleistocene e l'Olocene agito alterando il deflusso idrico superficiale con la conseguente deposizione di livelli torbosi datati a 14 ka, 5,8 e 4,3 ka (Bellucci, 1994). Lo studio proposto da Irollo (2005) acquisisce le informazioni precedentemente avanzate da Bellucci (1994) approfondendo le ricostruzioni paleoambientali nel Medio-Tardo Olocene. In particolare a partire da 5ka si assiste al prevale della sedimentazione e progradazione sulla sommersione. In epoca Romana e Moderna una fascia costiera in corrispondenza di S. Giovanni a Teduccio insiste nella piana. Studi di carattere geoarcheologico condotti dall'autrice dimostrano che i fenomeni di subsidenza che hanno interessato la depressione si sono protratti almeno fino alla Tarda Antichità.

2.2.3. Il limite meridionale di Napoli: Il golfo di Napoli

Il limite meridionale di Napoli è rappresentato dal golfo di Napoli sul Mar Tirreno. I processi di natura distensiva che hanno portato alla formazione del Mar Tirreno ebbero inizio lungo il suo margine occidentale nel Miocene e con il tempo sono migrati verso est. Un sistema di faglie con orientazione N-S e NNW-SSE presenti nel Mar Tirreno registra eventi estensionali dal Tortoniano fino al Quaternario (*Milia et al., 2003*). Lo studio del Golfo di Napoli è stato effettuato durante gli anni '90 e 2000 attraverso profili sismici. Una sezione geologica ricostruita dal Golfo di Salerno a Procida tramite l'interpretazione di profili sismici presenta un sistema di faglie dirette con immersione a SE che delimitano il blocco della Penisola Sorrentina e del Banco di Fuori, inclinati verso NW e ricoperti in unconformity dai sedimenti Quaternari (Fig. 2.5; *Milia et al., 1998*). Integrando i dati stratigrafici del Pozzo Trecase 1 Brocchini et al. (2001) e Milia et al. (2003) indagano l'area centro-meridionale del Golfo (Fig. 2.6). I depositi carbonatici del Mesozoico e Cenozoico sono oblitterati da conglomerati in ambiente subaereo e da depositi marini con ciclo di sedimentazione trasgressivo (unità A). Quest'ultima è tagliata al top da una discordanza angolare U1 relazionata alle dinamiche tettoniche dei lineamenti NE-SW che comportano il sollevamento e l'erosione del blocco SE (*Milia e Torrente, 1999; Milia et al., 2003*). La discordanza è poi ricoperta da sedimenti marini trasgressivi (unità B) e da lava datata 700 ka BP. La sezione procede verso l'alto con l'unità C costituita da depositi marini e subaerei legata ad una fase di stabilità tettonica compresa tra 400 e 100 ka BP. Tale unità è troncata da una superficie di abrasione marina ascrivibile allo stadio OIS4. La sezione presenta al top una forte incisione della successione costituita dal Canyon Anthon Dorn. Generalmente lungo la costa al tetto dell'unità dell'Ignimbrite Campana si trovano depositi marini a profondità di circa -140 m b.slm ascrivibili all'ultimo picco Würmiano. Questi sono ricoperti da Tufo Giallo Napoletano che verso il margine nord occidentale del golfo presenta spessori di 80 m, mentre nelle aree prossime alle città si assottiglia fino ad annullarsi in direzione SE.

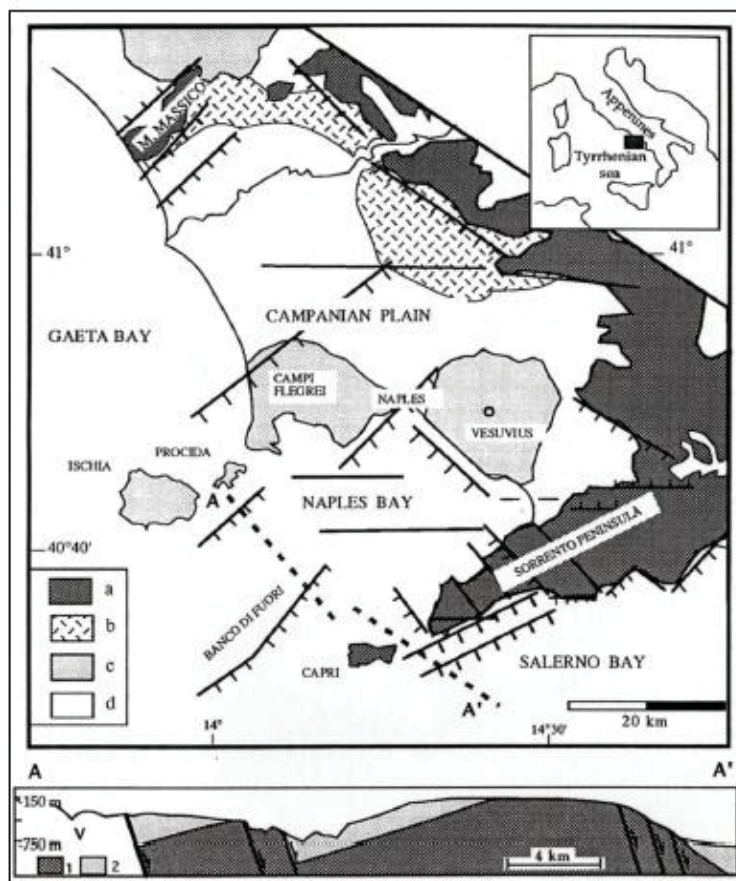


Figura 2.5 - Carta geologica schematica della Piana Campana e sezione (A-A') a rocce meso-cenozoiche; b IC; c vulcani Quaternari; d copertura tardo Quaternari. Nella sezione i riempimenti scuri corrispondono a rocce meso-cenozoiche, quelli chiari ai depositi quaternari; V vulcanico (Milia et al., 1998).

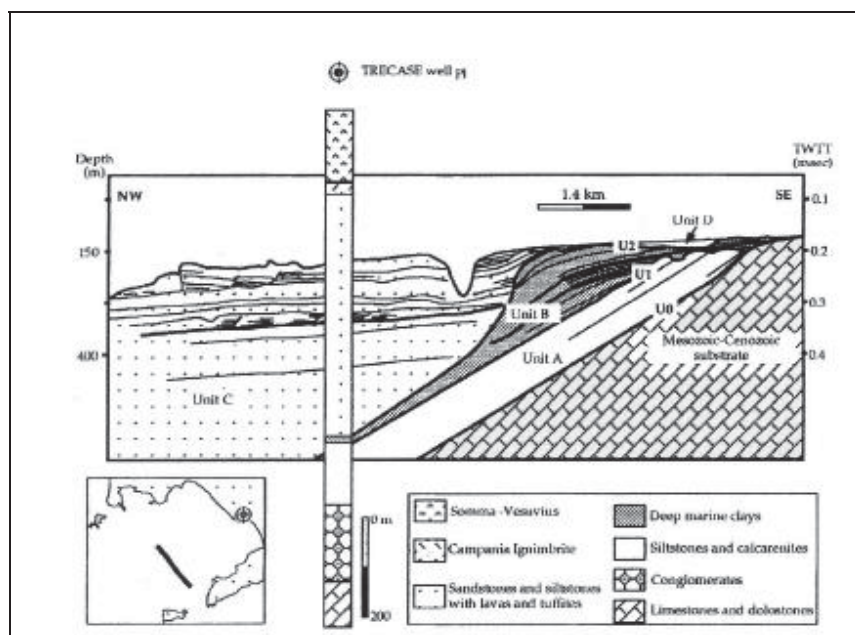


Figura 2.6 - Profilo Sismico perpendicolare alla Penisola Sorrentina (Milia et al., 2003).

2.2.4. La città di Napoli

La geologia della città di Napoli è strettamente correlata alle dinamiche eruttive del distretto dei Campi Flegrei e subordinatamente a quelle del Somma Vesuvio. Per tale motivo di seguito vengono presentati i depositi geologici che caratterizzano la città di Napoli e del territorio circostante fornendo dapprima una breve panoramica sulla storia eruttiva del distretto dei Campi Flegrei e secondariamente di quella del Vesuvio (Fig. 2.1). Il distretto dei Campi Flegrei è un'area vulcanica Plio-Quaternaria caratterizzata da Campi Flegrei, Ischia e Procida e che include parecchi vents monogenici (*Orsi et al., 1996*). La caldera dei Campi Flegrei è il risultato di una lunga storia vulcanica cominciata almeno 58 ka fa e caratterizzata da due principali collassi. La più antica ed ampia caldera è associata all'eruzioni dell'Ignimbrite Campana (*Orsi et al., 1996; Perrotta et al., 2006*) occorsa 39 ka (*Fedele et al., 2008*), mentre la più giovane è associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (*Orsi et al., 1992 e 1995; Scarpati et al., 1993*) datata a 15 ka (*Deino et al., 2004*). I prodotti di queste due eruzioni sono importanti marker stratigrafici che consentono di suddividere la storia dell'attività dei Campi Flegrei in 3 periodi di attività interrotti da quiescenza (*Di Vito et al., 1999; Orsi et al., 2004; Di Renzo et al., 2011; Fedele et al., 2011*). I prodotti più antichi che affiorano nel territorio in esame sono ascrivibili ad un *vulcanismo* pre Ignimbrite Campana (Fig. 2.7). Essi includono i duomi lavici di Punta Marmolite (47 ka) e di Cuma (39 ka) (*Cassignol e Gillot, 1982*), i depositi piroclastici dei Tufi di Torre Franco lungo i versanti della Conca di Minopoli (>42 ka; *Alessio et al., 1973*), il relitto del cono di tufi di Monte Grillo e i prodotti lavici e tufacei del Monte di Procida. Di Vito et al. (2008) riconoscono, lungo i rilievi che bordano la Piana Campana, depositi di almeno dodici eruzioni più antiche dell'IC, intercalati a depositi colluviali o depositatisi su paleosuoli poco sviluppati, undici dei quali ascrivibili ai Campi Flegrei continentali e Ischia.

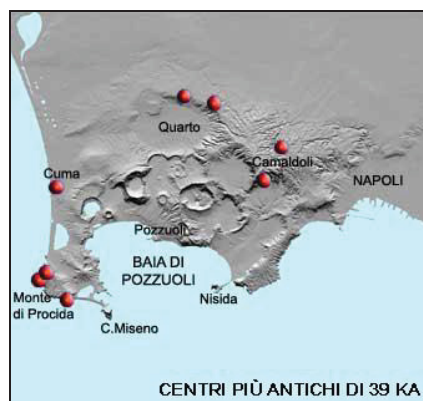


Figura 2.7 - Ubicazioni centri eruttivi pre 39 ka (<http://www.ov.ingv.it>).

Il periodo eruttivo più antico dei Campi Flegrei termina con l'evento eruttivo più violento della storia dei Campi Flegrei - l'eruzione dell' Ignimbrite Campana (IC) 39ka BP (*De Vivo et al., 2001; Fedele et al., 2008*). L'Ignimbrite Campana è il prodotto della maggiore eruzione esplosiva avvenuta nell'area Campana. Durante tale eruzione fuoriuscirono, da un centro ubicato nei Campi Flegrei, circa 150 km^3 di magma di composizione da trachitica a trachifonolitica, che interessarono un'area di circa 30.000 km^2 (*Civetta et al., 1997*). I prodotti di questa eruzione sono delle piroclastici saldate trachitiche di colore grigio scuro a matrice prevalentemente cineritica, nella quale si rinvencono anche pomici, scorie laviche e litici interpretabili come prodotto di corrente piroclastica (*Fischer et al., 1993*). Possono presentarsi sia in facies grigia che in facies gialla zeolitizzata (*Cappelletti et al., 2003*) molto più compatta. Per ciò che concerne le modalità di messa in posto di questo deposito è attualmente aperto il dibattito scientifico. Alcuni autori (*Rosi e Sbrana, 1987; Orsi et al., 1996; Civetta et al., 1997*) ritengono che l'eruzione sia avvenuta in connessione al collasso della Caldera Flegrea mentre altri autori sono più inclini ad eruzioni di tipo fissurali (*Scandone et al., 1991; Cinque et al., 1997; Rolandi et al., 2003*). Orsi et al. (1996) analizzano la distribuzione spaziale dell'Ignimbrite Campana nelle immediate vicinanze dei Campi Flegrei. L'Ignimbrite Campana estratta ai Ponti Rossi è stata utilizzata come marker per la correlazione dei depositi incontrati in perforazione, in quanto essa è anche diffusamente esposta in superficie nell'area esaminata. A nord dell'allineamento Camaldoli-Poggioreale, l'Ignimbrite Campana si rinviene sia in affioramento che in perforazione a bassa profondità. A sud di questo allineamento, il tetto dell'Ignimbrite Campana, che non si rinviene mai in perforazione, è posto ben al di sotto del livello del mare. Due perforazioni eseguite lungo la costa, a sud della collina di San Martino e nella parte orientale della città di Napoli, non intercettano i depositi dell'Ignimbrite Campana fino ad una profondità di 450 e 305 m sotto il livello del mare, rispettivamente. La parte occidentale del bordo calderico si osserva solo in corrispondenza degli alti morfologici di Monte di Procida e Cuma, dove superfici ad alto angolo tagliate nell'Ignimbrite Campana e nelle rocce più antiche, immergenti rispettivamente a nord-est e ad est e mantellate dai prodotti dell'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. La parte a nord del margine calderico è esposta a San Severino, lungo il bordo delle piane di Quarto e Pianura, e lungo l'asse Camaldoli-Poggioreale. Il bordo orientale della caldera è segnato da una struttura regionale ad andamento NE-SW che separa l'area stabile Vesuviana dall'area in subsidenza della parte orientale della città di Napoli. Questa struttura

prosegue in mare seguendo l'allineamento Valle del Sebeto-Vallone Anton Dohrn. Verso sud il bordo della caldera è caratterizzato dai centri eruttivi più recenti di 39 ka dei banchi di Pentapalummo e di Miseno (Fig. 2.9).

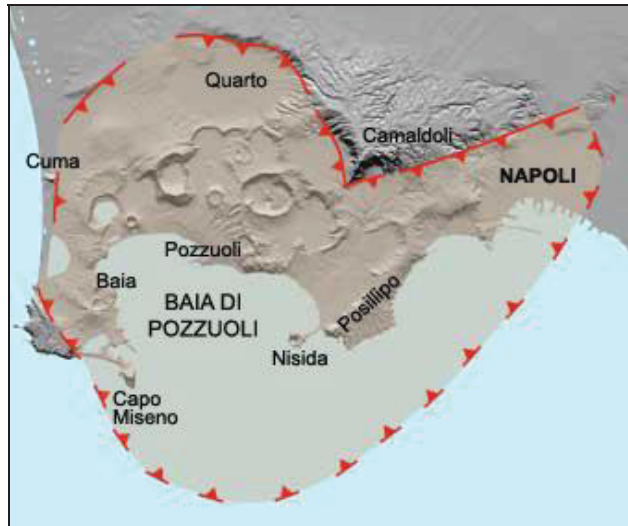


Figura 2.8. Perimetro della caldera dell'Ignimbrite Campana (Orsi et al., 1996).

I prodotti messi in posto nell'intervallo compreso tra l'eruzione dell'Ignimbrite Campana e quella del Tufo Giallo Napoletano affiorano lungo il bordo della caldera dell'IC e all'interno della città di Napoli dove hanno sede molteplici centri eruttivi indicati in Fig. 2.9. È riconducibile a questo periodo l'eruzione detta dei Tufi Biancastri 16ka, costituita da una successione di tufi stratificati.

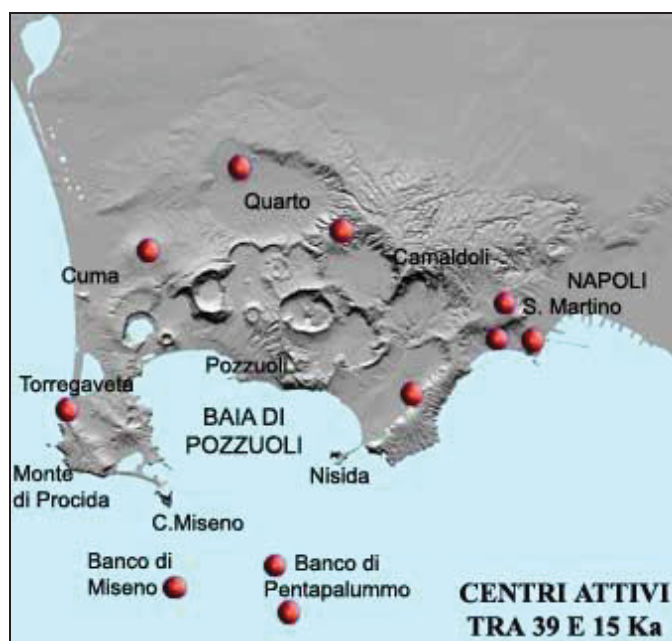


Figura 2.9 - Ubicazione centri eruttivi tra 39 ka e 15 ka (<http://www.ov.ingv.it>)

L'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (TGN) 15ka (*Deino et al., 2004*) è il secondo evento eruttivo più importante dell'attività eruttiva dei Campi Flegrei con modalità di messa in posto che vanno da freatopliniane a freatomagmatiche (*Orsi et al., 1992 e 1995; Scarpati et al., 1993; Wohletz et al., 1995*). Wohletz et al. (1995) hanno ipotizzato che l'eruzione abbia riguardato circa 50km^3 di magma a composizione da alcalitrachitica a latitica ricoprenti un'area di circa 1.000 km^2 . Il TGN è un prodotto da flusso piroclastico che può presentarsi saldato per zeolitizzazione (*De Gennaro et al., 2000*). Generalmente, sotto l'assetto stratigrafico il TGN poggia su un paleosuolo di separazione al di sotto del quale si rinvencono i Tufi Biancastri. Per ciò che concerne le modalità di messa in posto Orsi et al. (1992) hanno formulato l'ipotesi che il collasso calderico del TGN sia stato di tipo sineruttivo. La sola evidenza del bordo calderico del TGN è rappresentata dalla Collina di Posillipo, e da porzioni della Collina del Vomero e dei Camaldoli e dei rilievi che bordano Chiaia. Il margine della caldera è infatti in parte sommerso dalle acque del golfo di Napoli e in parte sepolto dai prodotti correlabili all'attività vulcanica successiva generata da vents (Capo Miseno, Fondi di Baia, Archiaverno, Gauro e probabilmente Nisida) sorti in corrispondenza di punti di debolezza strutturale (*Scarpati et al., 1993*) e dei sistemi di faglie attivatisi per collasso calderico (*Di Vito et al., 1999*). Questa formazione si rinviene sotto forma di due facies riconosciute sia in affioramento che nei sondaggi: una facies litoide di colore giallo e una facies incoerente detta "pozzolana" dal colore grigio (Fig. 2.10).

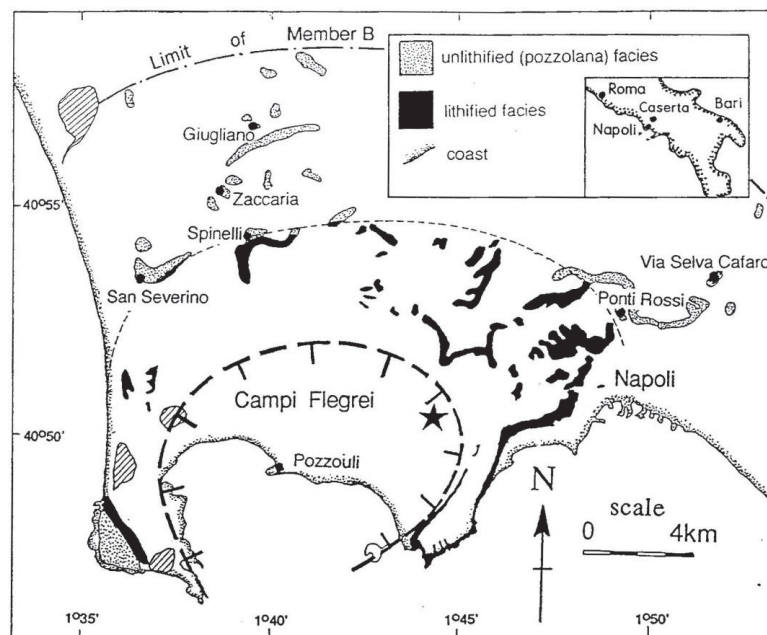


Figura 2.10 - Schema dell'area flegrea mostrante l'ubicazione dei depositi da corrente piroclastica, litificati e non, del TGN. La linea tratteggiata interna e la stella rappresentano, rispettivamente, il bordo calderico ed il presunto centro eruttivo del TGN (*Cole and Scarpati, 1993*).

Il vulcanismo più recente è stato riconducibile a tre fasi di attività intervallate a momenti di quiescenza e di sommersione marina (Di Vito et al., 1999) (Fig. 2.11). La prima epoca (12-9,5ka) iniziò poco dopo il collasso della caldera del TGN. Il numero dell'eruzioni che Di Vito et al., 1999 include in questo periodo è 34. La gran parte di essi si colloca lungo i bordi della caldera del TGN. Il maggiore evento eruttivo di tipo pliniano è quello delle Pomici Principali 10,3ka (Arienzo et al., 2010). A questa fase appartengono anche i resti di alcuni tuffi cone e tuff ring quali Porto Miseno e Capo Miseno. La seconda epoca (8,6 - 8,2ka) vide il verificarsi di 6 eruzioni esplosive con vents eruttivi lungo il margine nord orientale della caldera del TGN ad eccezione della prima Fondi di Baia. La terza epoca (4,8-3,8ka) iniziò con il sollevamento del terrazzo marino La Starza (Cinque et al., 1985). Essa fu caratterizzata dall'occorrere della famose eruzioni esplosive di Agnano Montespina e Astroni nonché da eventi effusivi che hanno messo in posto le Lave del Monte Olibano, Lave di Monte Spina – Accademia e Lave di Caprara.

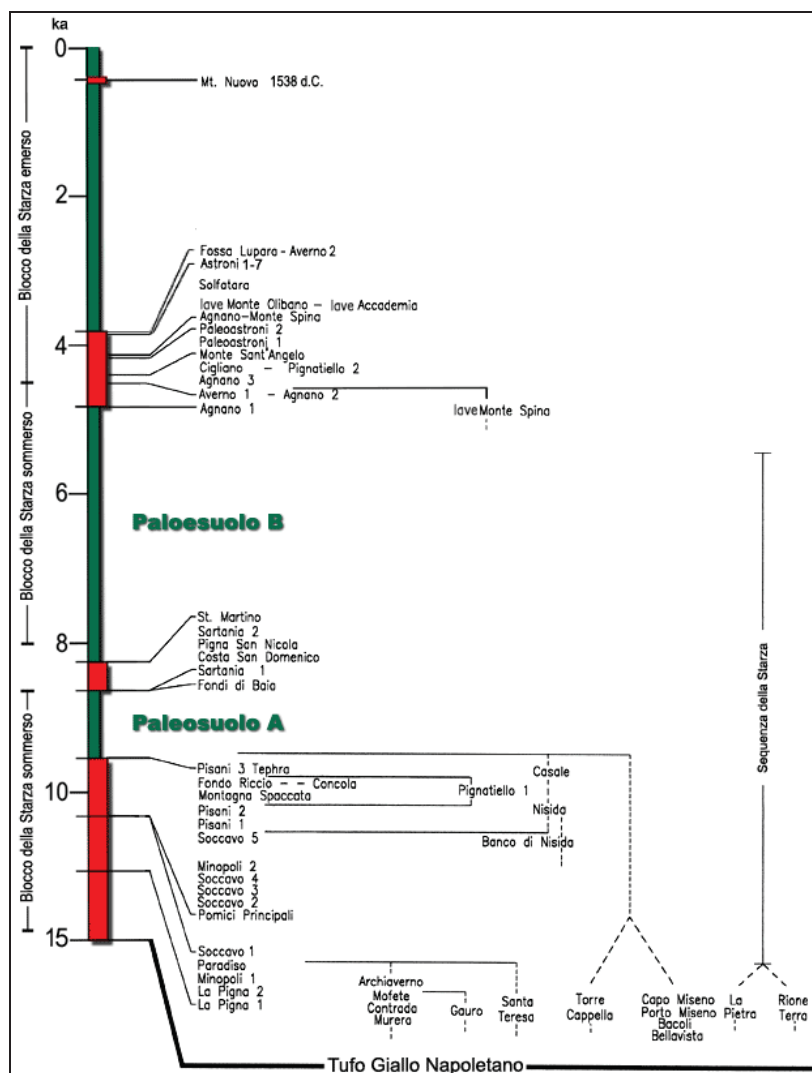


Figura 2.11 - Vulcanismo Flegreo post TGN (Di Vito et al, 1999).

2.2.4.1. *Storia eruttiva del Somma Vesuvio*

Il Somma-Vesuvio è uno strato vulcano formato da un vulcano più antico, il Monte Somma, troncato da una caldera sommitale originatasi durante l'eruzione del 79 AD (Cioni et al., 1999) e da un cono più recente, il Vesuvio accresciutosi all'interno della caldera. Secondo Cioni et al. (1999) in seguito all'eruzione di "Pompei" crebbe all'interno della caldera del Somma, il cono più recente del Vesuvio, la cui altezza attuale è 1281 metri slm (Cubellis et al., 2001; Cioni et al., 2008) e il cui accrescimento si è verificato durante fasi a condotto aperto e di attività prevalentemente effusiva che separano i maggiori eventi pliniani. Rolandi et al., 2004 ipotizzano che il cono del Vesuvio abbia cominciato ad accrescersi dopo l'eruzione del 472 AD (eruzione di Pollena) durante il periodo interpliniano definito "medievale" (472-1631 AD). Il vulcanismo nell'area del Somma-Vesuvio è stato attivo almeno da 400 ka, come testimoniato da lave intercalate a tufi e sedimenti marini, incontrate in perforazione a 1.350 m di profondità (Bernasconi et al., 1981; Santacroce, 1987). Per quanto riguarda il Vesuvio, l'eruzione pliniana più antica è quella delle Pomici di Base (18.3 ka; Andronico et al., 1995; Bertagnini et al., 1998; Cioni et al., 1999) che ha determinato l'inizio del collasso del Monte Somma. I prodotti dell'eruzione delle Pomici di Base, che è tra le più violente eruzioni vesuviane note, sono costituiti da una sequenza complessa di depositi da caduta, da flusso e da surge piroclastico, generatisi nel corso di fasi eruttive a carattere sia magmatico che freatomagmatico. L'eruzione delle Pomici di Base è stata seguita da attività effusiva lungo il versante orientale del vulcano e da un periodo di quiescenza interrotto dall'eruzione sub-pliniana delle Pomici Verdoline (15 ka; Andronico et al., 1995). Dopo l'eruzione delle Pomici Verdoline, l'attività del vulcano è caratterizzata da un lungo periodo di quiescenza, durante il quale si sono avute solo due eruzioni di bassa energia. Tale periodo è interrotto 8.000 anni fa dall'eruzione pliniana di Mercato (Rolandi et al., 1993a; Cioni et al., 1999). L'eruzione che seguì quella di Mercato fu l'eruzione delle Pomici di Avellino (3.8 ka; Alessio et al., 1973). Questa è stata tra le più violente della storia eruttiva del Vesuvio ed ha determinato la messa in posto di spessi depositi di pomici da caduta dispersi verso E (ancora 50 cm nei pressi della città di Avellino) e di depositi da flusso e surge piroclastico, dispersi fino a oltre 20 km dal centro di emissione in direzione NW. Numerosi resti archeologici dimostrano che una fiorente civiltà del bronzo antico era presente nelle aree intorno al Vesuvio al momento della eruzione delle Pomici di Avellino e che l'impatto di questa eruzione sia sull'ambiente che sulla vita dell'uomo fu

notevole. Questa eruzione è stata seguita da almeno 8 eruzioni da stromboliane a subpliniane, avvenute in un intervallo di tempo relativamente breve, a da non meno di 7 secoli di quiescenza, interrotta dall'eruzione pliniana del 79 AD (*Sigurdsson et al., 1985; Lirer et al., 1993; Cioni et al., 1992 e 1999*). Il 24 agosto dell'anno 79 AD il Vesuvio rientrò in attività dopo un periodo di stasi durato circa otto secoli, causando la distruzione delle città romane di Pompei, Ercolano e Stabia. La Figura 2.12 mostra le aree interessate dai depositi dell'eruzione del 79 AD.

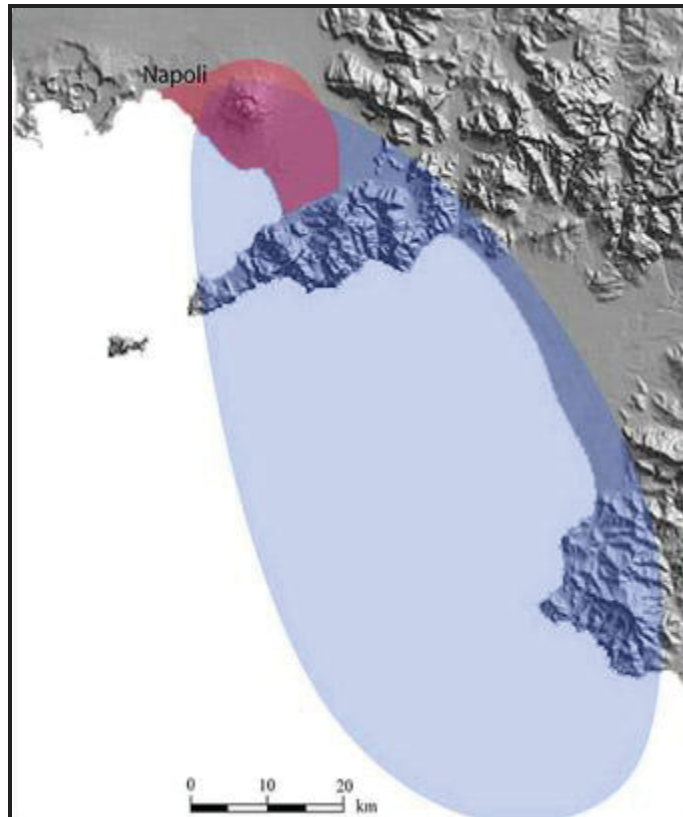
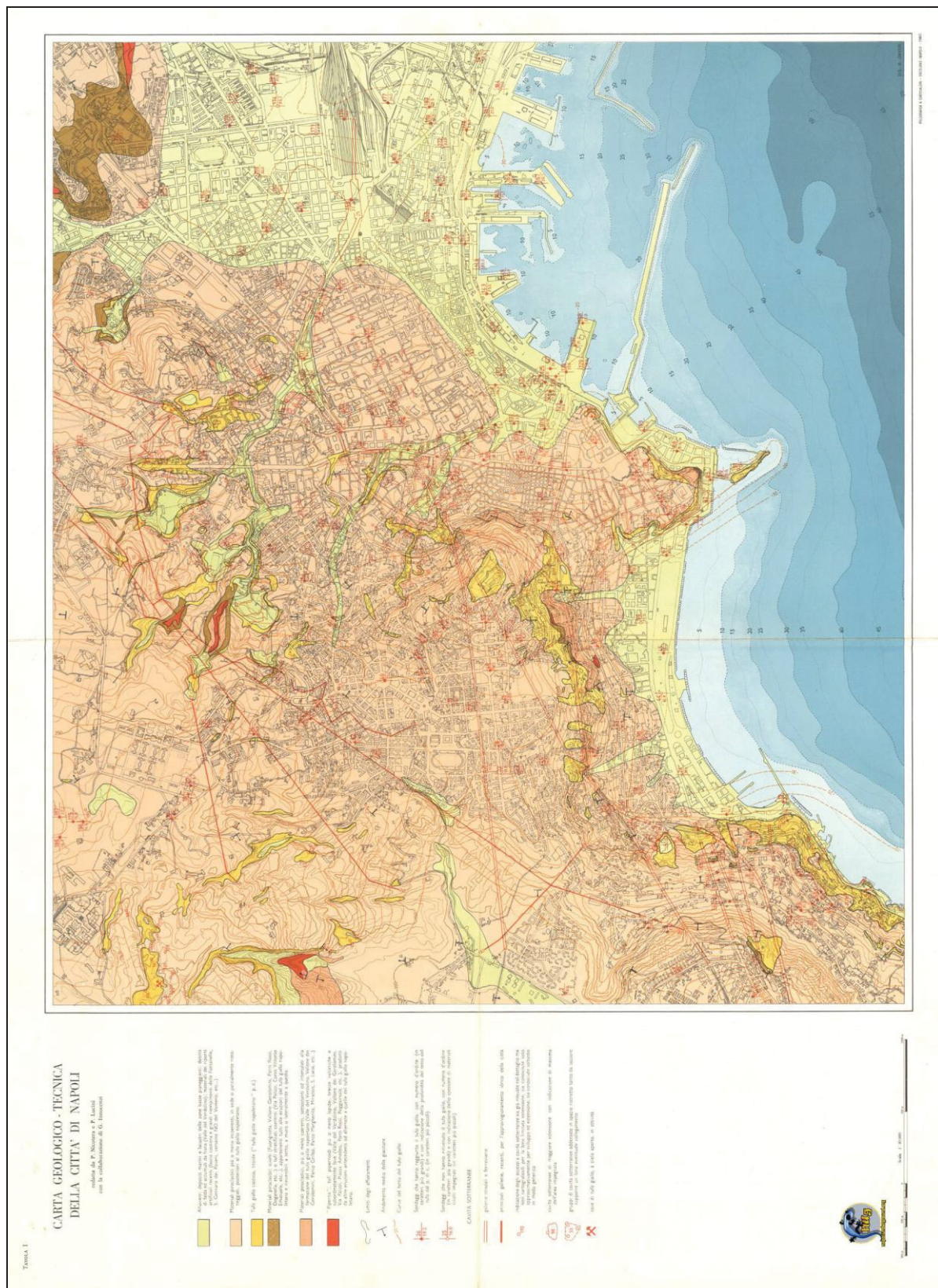


Figura 2.12 - Distribuzione areale dei depositi da caduta (in azzurro) e dei depositi da flusso piroclastico (in rosso) dell'eruzione del 79 AD.

Dopo l'eruzione pliniana del 79 AD il vulcano ha generato solo le due eruzioni subpliniane del 472 AD (*Lirer et al., 2001; Mastrolorenzo et al., 2001*) e del 1631 (*Rolandi et al., 1993b; Rosi et al., 1993*) e attività di bassa energia a condotto aperto durante il 1st-3rd-5th-8th-10th-11th secolo AD e nel 1631 e 1944 (*Arrighi et al., 2001; Andronico et al., 1995; Cioni et al., 1999*). Questa attività a condotto aperto ha prodotto una grande quantità di lava, che ha ricoperto quasi completamente i versanti sud-orientali e sud-occidentali del vulcano.

2.2.4.2. Geologia di Napoli

Tra gli anni '30 e '60 del '900 si sviluppa una ricca produzione scientifica tesa alla ricostruzione della geologia di superficie e del sottosuolo dell'area di Napoli in particolar modo fino al tetto del TGN (*Scherillo, 1950, 1953, Guadagno, 1925; Nicotera, 1949; Ippolito e Cotecchia, 1949; Lambertini, 1960*). Nicotera e Lucini (1967) raccolgono i dati di sondaggio e le sezioni geologiche dei precedenti lavori bibliografici esistenti per l'area partenopea e realizzano il primo completo studio geologico-tecnico del sottosuolo napoletano. In particolare essi, nell'ambito del territorio cittadino vanno in primo luogo ad effettuare una distinzione tra il TGN di substrato e i materiali sciolti più o meno incoerenti della coltre sovrastante. Tale distinzione conduce ad una rappresentazione grafica dell'andamento della superficie di separazione tra il substrato e la coltre, ad una rappresentazione cioè dell'andamento della superficie superiore (tetto) del TGN al fine di coglierne le caratteristiche morfologiche e le irregolarità esistenti connesse a fenomeni vulcanotettonici, erosivi, antropici. Sulla carta geologico-tecnica prodotta dagli stessi autori è indicato l'andamento del tetto del TGN mediante curve di livello con equidistanza di 10 m (Fig. 2.13). L'idea di rappresentare mediante curve di livello l'andamento del tetto del TGN risale al Guadagno nel 1928 che vi rinunciò per il numero esiguo di sondaggi (93 sondaggi). Sebbene globalmente il numero delle perforazioni preso in considerazione da Nicotera e Lucini (1967) sia aumentato per il territorio cittadino, esso risulta comunque piuttosto limitato specie per la conca di Chiaia. In particolare nell'area compresa tra Castel dell'Ovo e Mergellina a ridosso del Corso Vittorio Emanuele si contano circa una ventina di sondaggi di cui solo 5 si spingono alla profondità del tetto del TGN. Nonostante queste difficoltà gli autori procedono ad un primo tentativo di ricostruzione dell'andamento del tetto del TGN. In particolare riportano su una base topografica comunale dell'epoca in scala 1:10000 le quote assolute alle quali il tetto del TGN è rinvenuto nei vari sondaggi o alle quali questi ultimi sono arrestati senza intercettare il substrato tufaceo. In questo modo essi ottengono una prima serie di punti quotati del tetto del TGN. Una seconda serie di punti, con quota assoluta coincidente con quella della superficie topografica è data dai limitati affioramenti del TGN. Con i dati così raccolti attraverso un metodo di disegno ragionato, tracciano per interpolazione tra i punti quotati così ottenuti le curve di livello del TGN.



Nella tesi di dottorato di Ruello (2008) è elaborata una carta di estremo dettaglio che mostra l'andamento del tetto del TGN tra piazza Municipio e G. Bovio riproposta nel lavoro di Amato et al. (2009) (Fig. 2.14). L'autrice costruisce la carta elaborando manualmente i dati puntuali forniti dall'analisi di 200 sondaggi stratigrafici effettuati nella zona e restituendo le curve di livello del tetto del TGN con un'equidistanza di 2 m. La carta rappresenta la situazione in cui verosimilmente si configurava l'area prima che la trasgressione eustatica post glaciale portasse il livello marino alle sue quote attuali. Nella Carta di Ruello (2008) è chiaramente mostrata l'esistenza di un blocco tufaceo ribassato intorno a -8m e -16m da un sistema di faglie, dedotto dalla linearità delle isoipse alla base delle scarpate verso monte, che si sviluppano in direzione ENE-OSO e N-S. L'intera superficie del tetto del tufo appare fortemente solcata da un fitto reticolo di torrenti, modellati secondo l'autrice durante la prima parte della trasgressione Versiliana. A SW della carta è possibile riconoscere un vallone che percorre l'attuale via San Carlo, due piccole incisioni che alimentano l'attuale area dei giardini di Piazza S. Giacomo e il sistema articolato del tratto terminale del cosiddetto Lavinario Occidentale. Quest'ultimo è rappresentato chiaramente dalle due incisioni presenti in corrispondenza di via Cesare Battisti e via Monteoliveto le quali defluiscono per Rua Catalana fino a via Depretis dopo essersi congiunte all'altezza di via Medina. In corrispondenza di via Depretis il Lavinario Occidentale si arricchisce di un ulteriore ramo passante per l'attuale via Ponte di Tappia. A NE si configurano i valloni di via Mezzocannone e quello che approssimativamente defluisce al di sotto dell'area di via M.Campaodisola. Ruello (2008) mette infine in evidenza quanto l'azione erosiva delle aste torrentizie sia determinante per la formazione di lembi isolati del blocco tufaceo ribassato. Questi si configurano nei terrazzetti al di sotto di Castel Capuano a +6 m, dei giardinetti S.Giacomo a -4 m, di quello in direzione N-S lungo l'asse via Depretis-via Marina a -12 m e di quello in corrispondenza di Largo S.Marcellino.

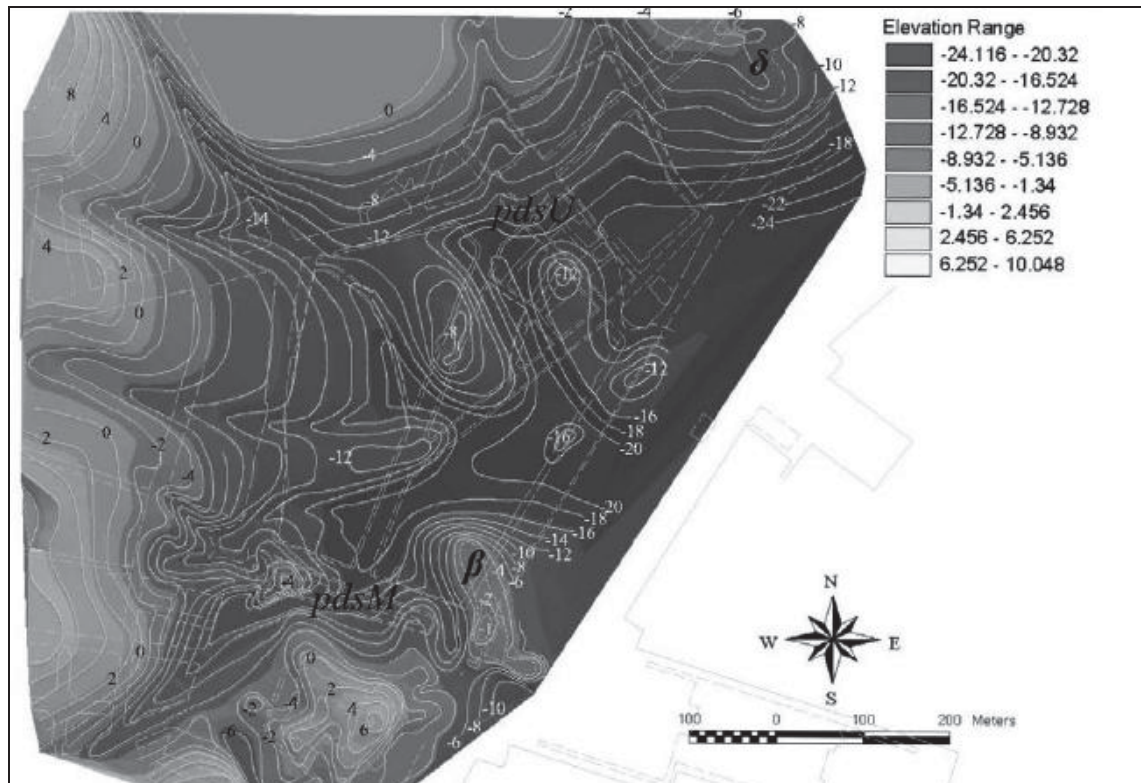


Figura 2.14 - Carta dell'andamento del tetto del TGN, (Ruello, 2008 poi Amato et al., 2009).

Con lo studio condotto da Bellucci (1994 e 1997) viene presentato uno studio di estremo dettaglio sulla ricostruzione nel sottosuolo dell'area urbana napoletana dai dati di perforazione. In particolare l'autrice analizza 240 successioni stratigrafiche di sondaggio distribuite nel territorio cittadino fino ad investigare una profondità mediamente di 100-150m e a luoghi fino a 250-400m. Nonostante le difficoltà interpretative delle descrizioni eseguite dai diversi sondatori, l'autrice riesce a riconoscere la litologia di depositi e a luoghi anche l'ambiente di deposizione. La correlazione e l'interpretazione cronostratigrafica tra le diverse unità è stata effettuata utilizzando, oltre a depositi di torbe e paleosuoli specialmente nel settore di Volla, dei quali è stato possibile raccogliere campioni per le datazioni ^{14}C , anche e soprattutto gli orizzonti guida (IC e TGN) che per natura litologica, spessore ed estensioni areali sono correlabili con formazioni vulcaniche affioranti in superficie e caratterizzate da un'ampia e nota distribuzione areale. L'analisi dei dati stratigrafici da sondaggio ha permesso all'autrice di effettuare una serie di sezioni geologiche nelle quali vengono evidenziate le correlazioni litostratigrafiche tra le successioni dei sondaggi e quelle affioranti. Le principali unità riconosciute nei sondaggi sono (Fig. 2.15):

1. Depositi rimaneggiati o riporto antropico
2. Sabbie marine recenti
3. Depositi alluvionali
4. Prodotti piroclastici dell'attività vulcanica recente (<10ka)
5. Formazione del TGN (facies litoide e incoerente)
6. Depositi pre TGN (tufi antichi auct.) (età tra 12ka e 36ka)
7. Lave del Somma (età>14ka)
8. Tufo giallastro di Casoria (età<36ka)
9. Breccie vulcaniche di Capodichino
10. Formazione dell'IC (facies litoide e semicoerente)
11. Piroclastiti grossolane (età>36 ka)
12. Depositi sedimentarie (età Plio-Pleistocenica)



Figura 2.15 - Legenda delle sezioni geologiche elaborate in (Bellucci,1997).

La pianta in figura 2.16, rappresenta le ubicazione delle linee di sezione elaborate dall'autrice.

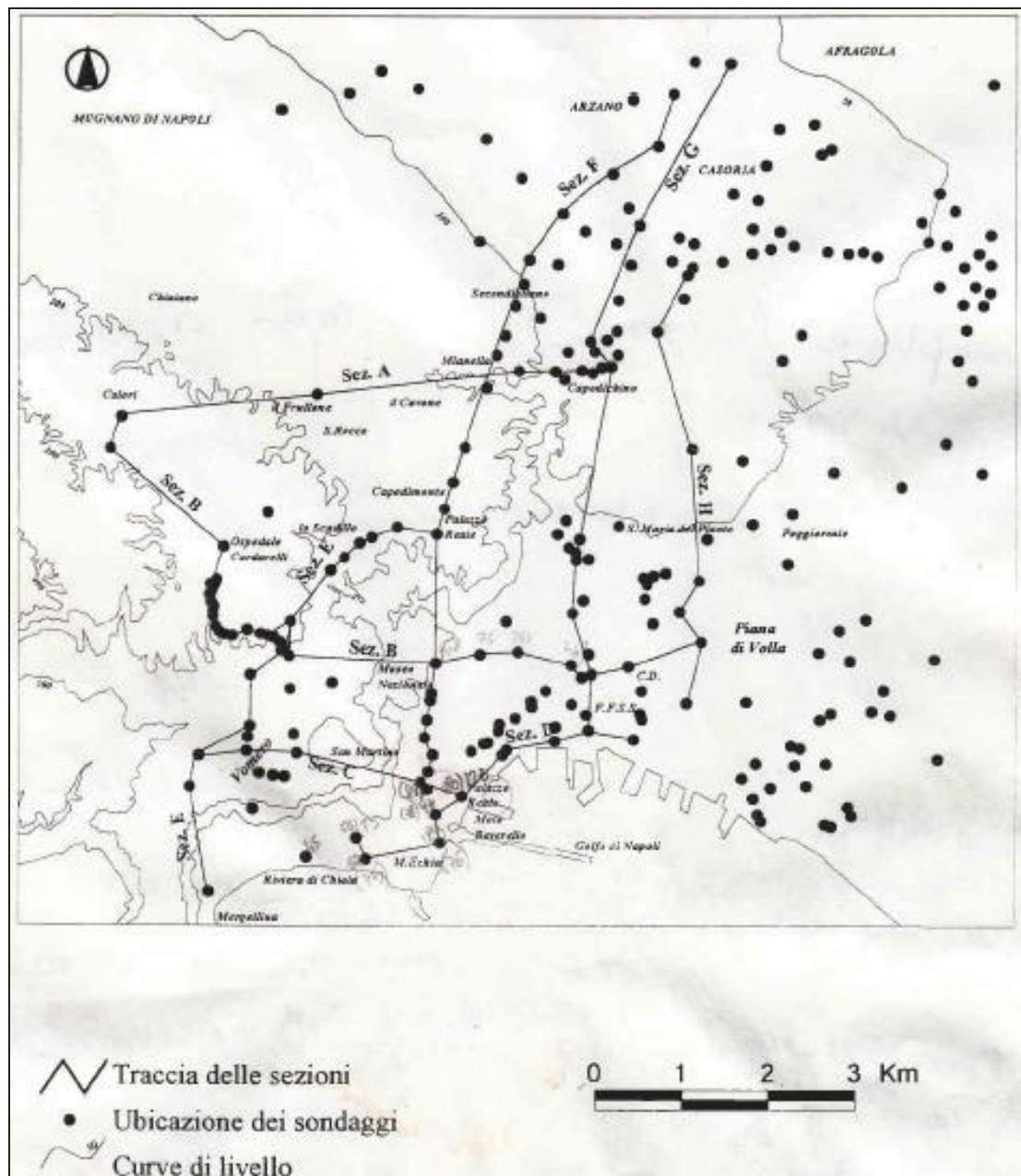


Figura 2.16 - Traccia delle sezioni geologiche elaborate in (Bellucci, 1997).

Di seguito si riporta la descrizione solo di alcune di queste sezioni scelte tra le tante realizzate perché più esplicative dei rapporti geometrici tra le unità.

Nella sezione A che passa per l'asse Chiaiano-Frullone e Capodichino si notano i depositi dell'attività vulcanica flegrea recente che mantellano uniformemente il TGN. Quest'ultimo si presenta in facies litoide a Chiaiano mentre a Capodichino si rinviene solo nella facies incoerente (Fig. 2.17). La successione pre-TGN della collina di Capodichino risulta caratterizzata da tufo giallo-rossastro di Casoria e brecce e scorie dell'IC mentre quella di Chiaiano è caratterizzata da circa 100 m di tufi biancastri e banchi di lapilli sovrapposti a 60 m di lave trachitiche.

La sezione B parte dai sondaggi di Chiaiano, passa verso SE per l'Ospedale Cardarelli e dopo aver attraversato la collina del Vomero raggiunge piazza Cavour. Così come la sezione precedente sono rappresentati i depositi dell'attività recente che fortemente incisi e rimaneggiati sovrastano il TGN. Il banco di Tufo Giallo Napoletano è osservabile nella sua facies litoide che diminuisce di spessore verso il Museo dove è visibile il suo passaggio verticale alla facies incoerente. Presso la stazione F.F.S.S. le piroclastici a tetto del TGN risultano rimaneggiate dall'azione del mare e ricche in fossili (Fig. 2.17).

La sezione C è tracciata lungo l'asse Vomero-S-Martino-Beverello. Al Vomero si assiste al passaggio verticale dalla facies litoide a quella incoerente, lungo la costa invece il tufo giallo si presenta sempre nella sua facies litoide ma assume una colorazione verdastra verso il basso. È altresì mostrata la ripida paleofalesia di S.Martino che espone la successione pre TGN dei tufi antichi (auct.) in parte attribuibili al Vulcano di Chiaia (Fig. 2.17).

La sezione F inizia lungo la costa nei pressi del quartiere di Santa Lucia e passando per via Roma raggiunge la collina di Capodimonte e la zona di Secondigliano. Il settore a sud di Capodimonte è caratterizzato da notevoli spessori di TGN alla cui base si rinviene un livello di piperno spesso 2 m seguiti da piroclastici intercalate a lenti di tufo grigio. Dalla quota di -130 m slm in questa successione si intercalano livelli marini ricchi in fossili. Il settore settentrionale della sezione mostra il passaggio orizzontale ed in parte verticale della facies litoide a sud e quella incoerente a nord del TGN (Fig. 2.17).

Infine la sezione H mostra le unità lungo la zona Porto-Centro Direzionale-Santa Maria del Pianto-Casoria. A monte di S. Maria del Pianto è presente in facies incoerente ed è coperto dai depositi dell'attività recente dei Campi Flegrei. Verso la costa la formazione tufacea si riduce di spessore fino a scomparire all'altezza del Centro Direzionale. Qui a tetto del TGN si rinvencono notevoli spessori di torbe e più in prossimità della costa i depositi di torba sono sostituiti da sabbie marine ricche in fossili. A letto del TGN localmente si rinvencono lave a leucite del Somma-Vesuvio. Come descritto per la sezione A a letto del TGN nella zona di Casoria si rinviene un deposito di breccie vulcaniche al cui tetto compare il tufo giallo rossastro di Casoria (Fig. 2.18).

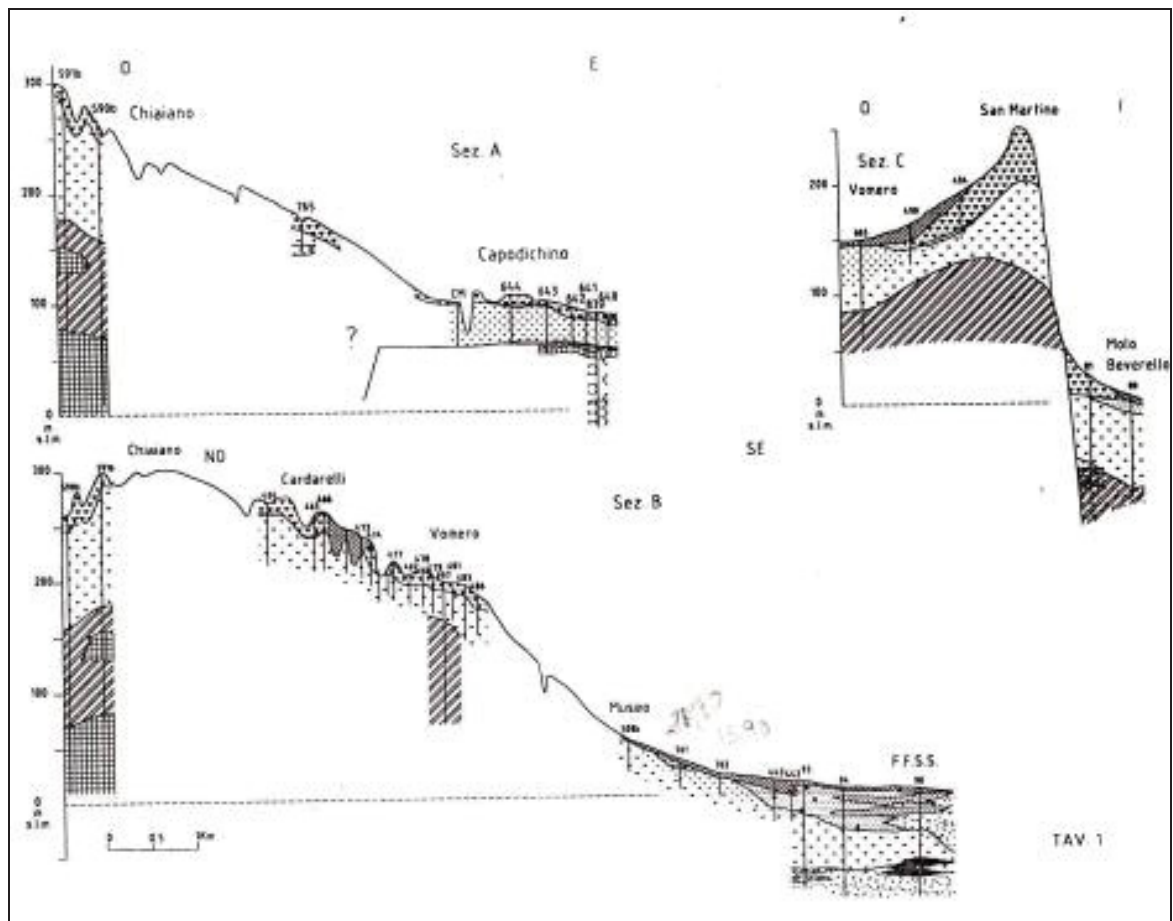


Figura 2.17 - Sezioni geologiche A, B, C (Bellucci, 1997).

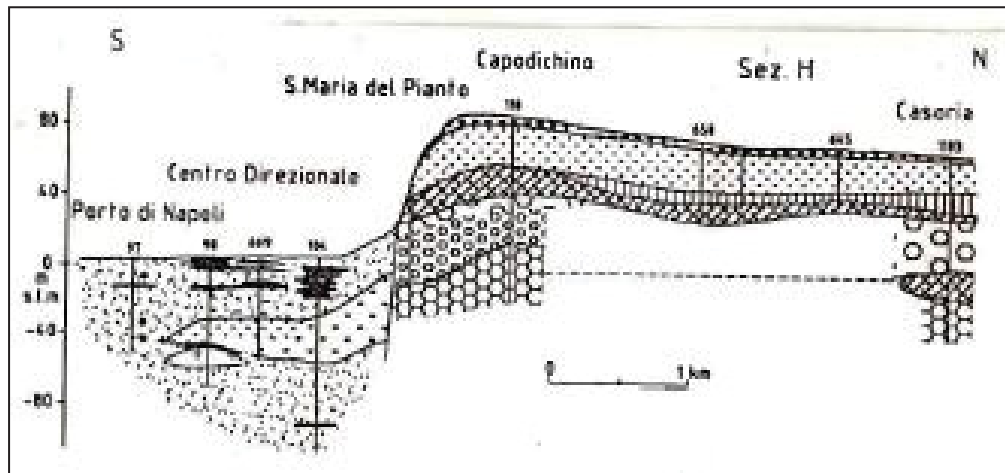


Figura 2.18 - Sezione geologica H (Bellucci, 1997).

Con la futura Carta geologica di Napoli in scala 1:50000 dell'ISPRA attualmente in fase di realizzazione si otterranno nuove informazioni geologiche e stratigrafiche integrative rispetto a quanto mostrato e descritto fin qui.

2.3. Inquadramento geomorfologico di Napoli

La morfologia del territorio urbano di Napoli risulta piuttosto complessa e articolata. Ciò è dovuto sia all'intensa attività vulcanica del distretto vulcanico flegreo e subordinatamente a quella del Somma-Vesuvio che alle dinamiche tettoniche ed erosivo-deposizionali esplicatesi durante l'Olocene. In questo scenario si inserisce l'azione antropica che ha alterato la topografia del territorio cittadino e la paleoidrografia tramite pratiche di urbanizzazione, estrazione di materiale da costruzione e regolamentazione del regime idrico superficiale a mezzo soprattutto di tombazioni di alveo e bonifiche di aree paludose. Nel presente paragrafo viene presentata la ricerca bibliografica condotta per descrivere la geomorfologia di Napoli rappresentata nelle figure 2.19 e 2.20. Tale descrizione è stata possibile attraverso un'integrazione ed analisi critica di quanto presentato in alcuni lavori già pubblicati (Baldi, 1998; Di Vito et al., 1999; Cole et al., 1994; Perrotta et al., 2006; Irollo, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009). Nello specifico Di Vito et al. (1999), Cole et al. (1994) e Perrotta et al. (2006), presentano i principali momenti dell'attività flegrea che a partire dal TGN hanno portato al formarsi dell'attuale morfologia cittadina. Baldi (1998), Irollo (2005) e Ruello (2008) ricostruiscono il contesto geomorfologico di ciascun settore di Napoli attraverso l'analisi di fonti bibliografiche, iconografiche e cartografiche nonché, queste ultime due autrici, grazie all'acquisizione di dati nuovi emersi dalle attività di scavo geoarcheologico condotte.

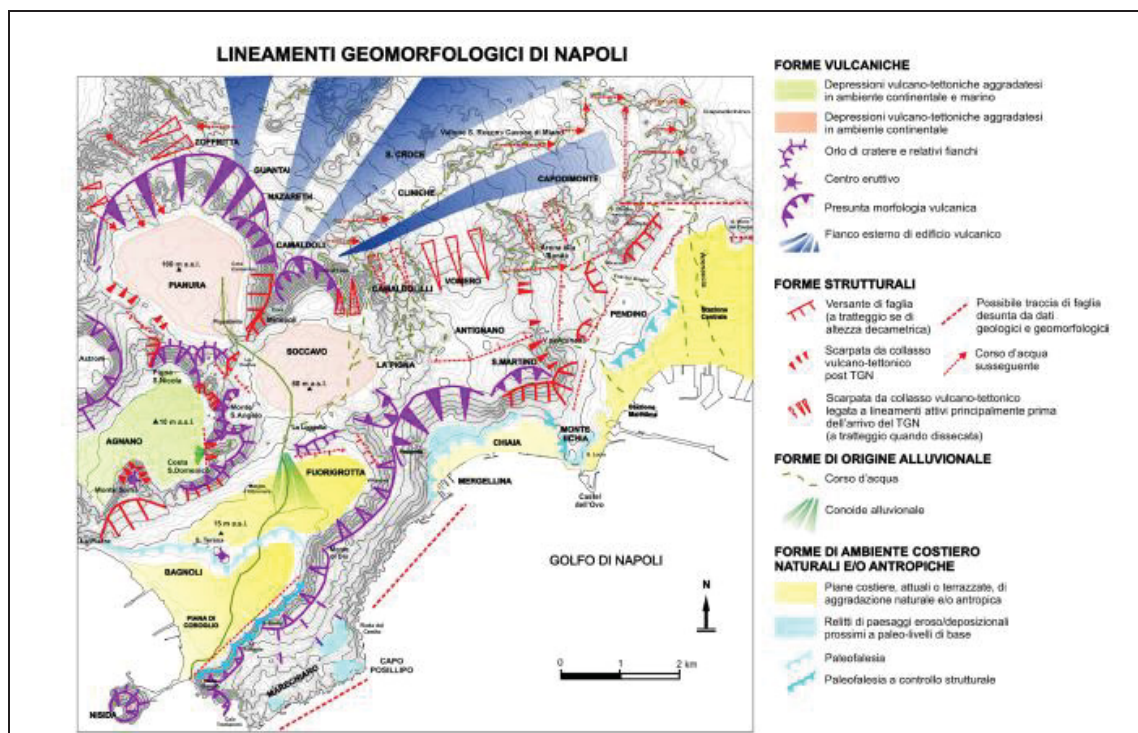


Figura 2.19 - Carta Geomorfologica di Napoli (Ruello, 2008).

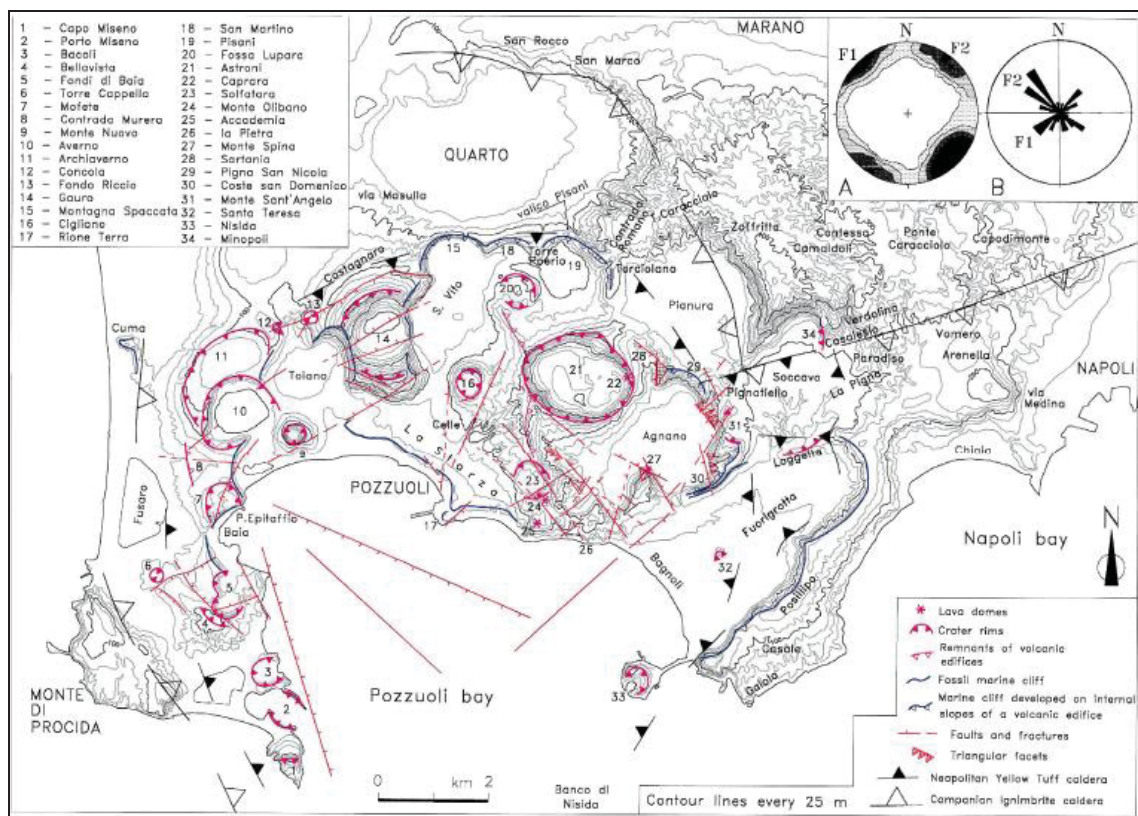


Figura 2.20 - Carta geomorfologica Napoli e Campi Flegrei (Di Vito et al., 1999).

- Le Piane di Soccavo e Pianura

La Piana di Soccavo è delimitata a nord dalla collina dei Camaldoli, ad est da quella del Vomero ad ovest dai rilievi di Agnano (Monte S. Angelo) e a sud dalla piana di Fuorigrotta. Essa presenta una quota altimetrica media di circa 86 m slm ed è stata sede dell'attività vulcanica flegrea ascrivibile alla prima epoca sensu Di Vito et al. (1999). La paleoidrografia attualmente non è più visibile poiché cancellata dalle pressioni antropiche degli anni '60. Essa era caratterizzata da un articolato sistema torrentizio – fluviale: I valloni detti Castelluccio, Verdolino e La Pigna solcavano il versante Occidentale dei Camaldoli e del Vomero riversandosi in un lungo fiume detto Arena Sant'Antonio. Quest'ultimo si estendeva per circa 4,5km, attraversava la conca di Soccavo e dopo aver attraversato la piana di Fuorigrotta lambiva il versante occidentale della Dorsale di Posillipo e sfociava in mare di fronte all'isola di Nisida. La Piana di Pianura è sita immediatamente ad nord ovest di quella di Soccavo. Essa ha una quota di 160 m slm ed è confinante nel settore NE con la Collina dei Camaldoli. Una scarpata di collasso vulcano tettonica la separa dalle conche di Agnano e di Astroni nella sua porzione meridionale. Anche per Pianura il reticolo idrografico è obliterato dall'intensa attività edilizia post secondo conflitto mondiale.

- La Conca di Agnano

La Conca di Agnano è collocata a sud delle Piane di Soccavo – Pianura, ad ovest di quella di Bagnoli, a nord dei duomi lavici del Monte Olibano e dell'Accademia e ad est sud est dei crateri di Astroni, Solfatara e dei resti degli edifici vulcanici di La Pietra e Monte Spina. Mediamente si colloca ad una quota di circa 2 m slm. La sua origine è da relazionarsi al collasso vulcano tettonico in concomitanza dell'eruzione di Agnano – Monte Spina lungo un sistema di faglie orientate in senso NW-SE e NE-SW. La sua natura vulcanica si manifesta con un'attività fumarolica sfruttata dalle strutture termali dalla Roma Imperiale. Intorno al 11th secolo AD si assiste all'impostazione all'interno della conca di un ambiente lacustre. Esso fu utilizzato per molti secoli nelle pratiche tessili e nella macerazione della canapa così come testimoniato da un'epigrafe nei pressi della fermata della metropolitana di Piazza Leopardi. Nel 1870 il lago fu soggetto, così come diverse zone della regione Campania, ad opere volte alla bonifica e al drenaggio in sotterraneo delle acque. Una fitta rete di canali e scoli ha consentito all'acque di defluire fino al mare al di sotto di Monte Spina e della Piana di Bagnoli. Per quanto riguarda la paleoidrografia le fonti storiche e cartografiche fanno menzione della

presenza di antiche tracce di aste vallive tra cui la più importante è quella detta vallone Sartania. Esiste una forte disparità in termini di acclività tra i versanti interni ed esterni dei bordi vulcanici che racchiudono la conca. Questi sono rappresentati dai relitti craterici di: Celle San Domenico e da Monte S. Angelo nel settore est della Piana; La Pietra, in quello a sud e Pigna- San Nicola a nord. Lungo il bordo di Monte Spina che insieme a Monte S. Angelo costituiscono i punti più alti dei rilievi che bordano la Conca sono presenti resti di attività estrattive superficiali.

- La Piana di Fuorigrotta – Bagnoli

La Piana di Fuorigrotta – Bagnoli è delimitata dalla collina di Posillipo come pure il lato orientale. Nell'area della Loggetta che è il raccordo tra la Collina di Posillipo e la Piana di Soccavo, vi è una brusca rottura di pendenza che rompe la continuità della Piana di Soccavo per raccorderla con la sottostante pianura di Fuorigrotta. Spostandosi verso occidente la piana è confinata dal Monte S. Angelo che è la parte esterna della cinta orientale della Conca di Agnano e verso sud dall'arcuata Dorsale di Costa S. Domenico. La Piana di Fuorigrotta presenta una leggera acclività che va ad attenuarsi progressivamente verso mare. La quota più elevata si attesta a circa 40 m slm e la si rinviene all'uscita del tunnel proveniente da Piedigrotta. Sul lato occidentale la depressione si raccorda alle pendici della cinta di Agnano mediante un profilo concavo il cui gradiente è <4%. Il raccordo pedemontano orientale con la falda detritica posta alla base del margine del versante nord occidentale della Collina di Posillipo presenta, invece un gradiente maggiore. Tutta la morfologia della piana è omogenea con sole 2 anomalie rappresentate dall'alto vulcanico di S. Teresa (37 m slm) e dall'area rilevata altimetricamente nella zona di via Giochi del Mediterraneo. Nell'intera piana si configurano di fatto due zone: quella che mostra la quota maggiore è il terrazzo di Fuorigrotta-Bagnoli nel quale si incastra l'inferiore piana di Bagnoli-Coroglio. La scarpata erosionale che separa le due piane così individuate risulta rappresentare la traccia di un'antica linea di costa, configurandosi come una paleofalesia modellatasi quando il mare occupava questa parte della depressione. La Piana di Bagnoli-Coroglio è caratterizzata da una depressione centrale che occupa quasi prevalentemente l'ex area industriale dell'ITALSIDER. Nelle zone più distali dalla linea di riva attuali, essa passa gradualmente al ciglio della scarpata identificata precedentemente, mentre verso l'esterno l'area depressa è confinata alle spalle di un'area poco più elevata stretta e sviluppata in modo parallelo alla linea di costa attuale. Quest'ultimo elemento

morfologico rappresenterebbe un antico cordone dunare, come evidenziato già in altri articoli (*Russo et al., 1998; Calderoni e Russo, 1998; De Pippo et al., 1998*). La superficie dell'intera piana risulta incisa dal corso d'acqua Arena S. Antonio su menzionato.

- La Collina dei Camaldoli

Con la sua altezza di 458 slm la collina dei Camaldoli è sicuramente la struttura morfologica più importante dell'area napoletana e di tutti i Campi Flegrei. Secondo il Rittman essa è la testimonianza della caldera che dette origine all'eruzione dell'IC e che l'autore chiamò Archiflegreo. La cima della collina è formata da un settore fra due conche più o meno semicircolari dei crateri di Soccavo e Pianura. I fianchi della collina verso queste piane sono molto ripidi, contrariamente a ciò il versante nord-orientale scende con dolce angolo di scarpa verso la Piana Campana. Sul lato orientale la collina è divisa dal Vomero dal profondo vallone della Pigna. Questo rappresenta, sul lato orientale, un asse di separazione con la collina dei Camaldolilli. L'unico vallone che drena le acque verso meridione è il vallone del Verdolino. Spostandosi verso W si incontra un'altra struttura che è orientata verso sud. Tale struttura si identifica con la collina di Casalesio che delimita ad ovest la conca di Minopoli in raccordo con la piana di Soccavo. Spostandosi più ad occidente si giunge nella zona di Torre dei Franchi dove il versante dei Camaldoli mostra una parete verticale. Sull'estremità occidentale della conca di Soccavo presso l'area detta Pignatiello si rinviene la zona di raccordo tra la conca di Soccavo e Pianura. Poco più a NW la collina dei Camaldoli è incisa da un profondo vallone alimentato da piccole incisioni provenienti dalle zone di Nazareth e Zoffritta. Questa parte della collina è chiamata "contrada Romana" e presenta quote inferiori rispetto al settore orientale, così come più bassi risultano gli angoli di scarpa. Così come le porzioni precedenti anche questo lato del versante sud dei Camaldoli è solcato da piccole linee di incisione torrentizie. Verso NW la collina dei Camaldoli degrada dolcemente verso la Piana di Quarto. Questo versante è percorso da un'incisione importante detta alveo dei Camaldoli, probabilmente ascrivibile all'Antico Clanis, che adesso funge da collettore fognario per l'abitato di Quarto. La parte alta della Collina dei Camaldoli presenta una morfologia piuttosto articolata a causa di diversi valloni che la solcano. A partire dall'eremo inizia l'incisione del vallone dell'Orsolana ai Guantai che più ad est nella zona dei Cardarelli, confluiva nel vallone delle Noci. Oggi la parte centrale di questa incisione, in corrispondenza di via Leonardo

Bianchi fino alla parte alta del vallone S. Rocco è completamente scomparsa a causa della costruzione dell'Ospedale Policlinico Nuovo. In questa zona partivano altre piccole aste torrentizie che confluivano nel vallone S. Rocco. A nord dell'Ospedale Monaldi si trova un'altra paleoincisione torrentizia detta vallone dei Calori che proseguendo verso Mugnano di Napoli giungeva fino alla piana di Giugliano. Attualmente questa fitta rete drenante è del tutto obliterata dal tessuto urbano e adibita a rete fognaria.

- Il Vomero e Chiaia

La cima della Collina di Chiaia è costituita da un ampio tavolato con direzione NE-SW con pendenze non molto accentuate e quote che si attestano intorno a 170 m a slm. I bordi di questo tavolato presentano nette rotture di pendenza sia sul lato occidentale rivolto verso Soccavo che su quello meridionale verso Chiaia ed orientale verso i quartieri Spagnoli. L'altopiano del Vomero è messo in collegamento con la collina dei Camaldoli tramite la sella di Antignano. Qui si originava l'antico alveo dell'Arenella che drenando verso l'attuale vico nocelle e cavone di piazza Dante raggiungeva via S. Anna dei Lombardi e via Monteoliveto. Nella zona dell'Arenella altre aste secondarie confluivano disseccando questo versante orientale del Vomero passando in corrispondenza vico Cacciottoli, via Ventaglieri e via Pignasecca. Questo sistema di aste torrentizie andava a costituire il cosiddetto Lavinario occidentale. Il Lavinario orientale invece era quello che partendo nella zona più orientale della collina del Vomero nei pressi di Capodimonte comprendeva il vallone dei Gerolomini, l'alveo torrentizio dell'Arena alla Sanità, delle Fontanelle e il vallone dei Vergini e proseguiva per S. Giovanni a Carbonara raggiungendo il mare nei pressi di piazza del Carmine. Questa fitta rete drenante così come quella interessante il versante meridionale del Vomero che limita la conca di Chiaia è completamente obliterata dal tessuto urbano.

- La Dorsale di Posillipo

La collina di Posillipo ha andamento NE-SW. Il versante rivolto ad ovest si affaccia sulla Piana di Bagnoli-Fuorigrotta, quello ad est è lambito dal mare e confinato dalla zona di Mergellina. Essa è costituita prevalentemente dal TGN che ricopre la morfologia formata da duomi lavici e dai Tufi Antichi. A luoghi sul TGN si rinvencono i depositi piroclastici dell'attività flegrea recente. Il versante orientale della dorsale parte dalla zona di Piedigrotta. Qui presenta un profilo trasversale piuttosto acclive in

raccordo alla zona che dalla Torretta arriva alla stazione di Mergellina. Poco più a nord di Piedigrotta la collina di Posillipo si congiunge al Vomero mediante la sella di S.Stefano. Attività antropiche volte a cavare il TGN hanno alterato la morfologia di entrambi i versanti della dorsale determinandone un amento marcato dell'acclività. Sia il versante orientale che quello occidentale non sono solcati da linee torrentizie significative. Tra queste è possibile menzionare un canalone insistente nei pressi di Casale di Posillipo ed un altro in zona Gaiola. Spingendosi verso sud, si rinviene un lungo tratto configurato in falesia della dorsale. Anche qui la morfologia della dorsale appare piuttosto alterata dall'attività antropica. Nella zona compresa tra Marechiaro, la Gaiola e cala Trentaremi sono state cartografate da Günther agli inizi del '900 e successivamente studiati in Schmiedt (1972), Pirazzoli (1976) e Simeone e Masucci (2009), indicatori geoarcheologici ivi presenti costituiti da peschiere (attualmente collocate a -3 m slm) al fine di ricostruire la posizione del livello del mare in epoca Romana. Nella mappa del Gunther il luogo che oggi è chiamato Marechiaro è indicato con la dicitura di Mare "chiano". Tale termine potrebbe essere riconducibile all'accezione di "piano" ovvero di una morfologia piana oggi, come su scritto, posta a -3 m slm, ascrivibile ad un'antica piattaforma di abrasione marina. Proseguendo in direzione ovest la falesia sia articola presentando cale (Cala Trentaremi, Cala Badessa) e piccoli promontori (Punta di Cavallo e Punta d'Annone) nella zona del Monte Coroglio. Su quest'ultima è visibile l'entrata di un tunnel di Età Romana detto Grotta di Seiano probabilmente ascrivibile allo stesso architetto Cocceio della Crypta Neapolitana. Il versante ovest della dorsale che borda la Piana di Bagnoli-Fuorigrotta si articola in tre archi, probabilmente riferibili a tracce di antichi edifici vulcanici. Questi sono individuabili da SW a NE nella porzione di versante che da Coroglio arriva a La Rotonda, nella zona che da Santo Strato arriva a Monte di Dio e nel settore della Loggetta. Anche il profilo trasversale di questo versante si presenta piuttosto articolato. Si passa da un profilo quasi verticale del Monte Coroglio ad uno, in corrispondenza della Collina di Villanova, costituito da una tratto sommitale piano che passa bruscamente ad acclive nel tratto centrale dove affiora il TGN e che verso il basso si raccorda dolcemente alla Piana di Fuorigrotta-Bagnoli. Sebbene anche il settore occidentale della Dorsale non sia solcato da importanti aste torrentizie, è bene sottolineare che anche l'erosione selettiva agente maggiormente laddove i depositi piroclastici coprivano il TGN, ha contribuito a modificare, insieme alle già menzionate attività antropiche e vulcano tettoniche, la morfologia del paesaggio.

- La Collina di Capodimonte

La Collina di Capodimonte è sita a nord del centro antico di Napoli. Il punto a quota maggiore si attesta a 155m a slm ed è rappresentato da un ampio tavolato che degrada con angoli di scarpa molto bassi verso N. La morfologia dei versanti di questa collina è piuttosto articolata. Il lato ovest si collega alla collina dei Camaldoli tramite una sella su cui corre la via Colli Aminei. Il lato nord è delimitato dal vallone di Miano che presso via Ulderigo Masoni funge da separazione tra la Collina di Capodimonte e la Piana di Miano-Secondigliano-Capodichino. Come detto precedentemente il limite occidentale della collina è separato dal Vomero tramite il basso strutturale del vallone delle Fontanelle mentre il settore meridionale della collina degrada verso il centro storico al quale si raccorda tramite via Foria, la zona Miracoli e S. Eframo Vecchio.

- La Piana di Secondigliano-Capodichino

La Piana di Secondigliano-Capodichino è da considerarsi come un altopiano di giuntura tra la Collina dei Camaldoli e la retrostante Piana Campana con quote medie di circa 100-110 m slm. Verso sud la piana termina con una decisa rottura di pendenza nel cavone di Miano, zona di separazione con la collina di Capodimonte. Anche verso est la Piana di Secondigliano presenta una brusca rottura di pendenza che la mette in comunicazione con la sottostante area di piazza Ottocalli-piazza Carlo III e Arenaccia. Sul lato a SE presso i cimiteri (via S. Maria del Pianto), la rottura di pendenza è molto più netta rispetto all'area precedente. Le scarpate dunque che bordano la piana sono ascrivibili sia ad attività estrattive che hanno vistosamente modificato il paesaggio che all'attività dislocative del sistema di faglie della MSFZ morfologia sensu Bruno et al. (2003).

- La Zona Orientale

Morfologicamente tale zona è denominata depressione del Sebeto. Essa è limitata ad est dalla pendici del Somma-Vesuvio ad ovest dall'asse piazza Carlo III-piazza del Carmine e nord dalla scarpata di S. Maria del Pianto e a sud dal mare. E' una depressione strutturale poco estesa impiantata su lineamenti tettonici trasversali rispetto alla struttura appenninica i cui andamenti ricalcano quelli regionali individuati da Maino et al. (1964). L'area fin dall'inizio di questo secolo era coperta da paludi attraversate da corsi d'acqua con basse velocità di scorrimento. Il sistema fluvio-torrentizio che insisteva sulla depressione era costituito da una serie di piccoli impluvi e profonde incisioni. La

sola asta a regime perenne era rappresentata dal fiume Sebeto, ora adibito a collettore fognario, che nasceva alle sorgenti della Bolla a sud di Casalnuovo e trovava recapito presso il ponte della Maddalena.

- Il Centro Storico

La zona del Pendino dove sorgerà Neapolis è un ripiano posto tra l'alto strutturale delle colline napoletane ed il basso strutturale del Golfo di Napoli-Piana del Sebeto. Come scritto in precedenza esso deve la sua formazione al sistema di faglie ascrivibili alla MSFZ sensu Bruno et al. (2003). Prima che i Lavinari si approfondissero (probabilmente fino all'Olocene iniziale), il settore del Pendino fu interessato dalle deiezioni torrentizie provenienti dalle retrostanti colline. L'approfondirsi dei valloni dei Vergini e dell'Arenella fu favorito dal troncamento del Pendino per mezzo di faglie ribassanti verso mare, tra cui quella tra S. Maria la Nova e S. Agostino alla Zecca. Il punto altimetricamente più elevato è in corrispondenza di S. Aniello a Caponapoli (64 m slm). Nonostante l'antica morfologia sia obliterata dal tessuto urbano, le differenze di quota che si registrano nei vari punti del Pendino si rilevano ancora oggi tra Via Tribunali e via Spaccanapoli, tra l'area di S. Giovanni Maggiore rispetto alla sottostante via Sedile di Porto e quello del monastero di San Marcellino e di S. Agostino alla Zecca rispetto all'area posta a monte di corso Umberto I. Il Pendino era bordato lungo i suoi tre lati da profondi fossati. In particolare: il confine settentrionale del pianoro era determinato dal solco dell'attuale piazza Cavour, quello nord orientale dalle aste costituenti il Lavinario orientale (vallone dei Vergini) e quello occidentale dal vallone Arenella o Lavinario occidentale.

2.4. Inquadramento Storico - Archeologico della Piana Campana e del territorio Napoletano

2.4.1. L'età del Bronzo

2.4.1.1. Il territorio di Napoli nell'Età del Bronzo

Piuttosto lacunose appaiono le evidenze antropiche ascrivibili all'età del Bronzo nel territorio dell'odierna città di Napoli. Sono ascrivibili all'età del Bronzo nella facies archeologica Del Gaudio, l'insediamento di piccoli gruppi di popolazioni (Peroni, 1985). In particolare la loro presenza è testimoniata dal ritrovamento di tombe scavate in tufo

sulla collina di Materdei. Al Bronzo antico risalirebbero reperti rinvenuti in sondaggi geoarcheologici presso la zona dell'attuale piazza Municipio, in particolare sotto la Sala dei Baroni del Castel Nuovo (Peroni, 1985). Grazie agli scavi della stazione "Toledo" della metropolitana sono emersi solchi di aratura ricoperti dai prodotti vulcanici dell'attività Flegrea recente e sporadici frammenti ceramici ascrivibili al 4th millennio BC.

2.4.2. Dall'Età del Ferro all'Età Romana

2.4.2.1. La colonizzazione di Parthenope

La tradizione classica individua nell'8th secolo BC la fondazione di uno scalo commerciale, nel Golfo di Napoli detto *Pithecura* da parte degli Euboici. Gli Euboici provenienti da *Pithecura* fondarono un primo importante insediamento durante la seconda metà dell'8th secolo BC: Cuma (Ferrara et al., 2010). Nel quadro di egemonia Cumana sulla costa tirrenica della Campania si inserisce la fondazione della colonia *Parthenope*. Nel corso dell'8th secolo BC Cuma tentò di assicurarsi mediante tre porti, il dominio del Golfo di Napoli, noto allora ai naviganti con il nome di Golfo Cumano. Di questi uno si trovava nella baia di Capo Miseno, l'altro si trasformò nella città di *Dicearchia* (Puteoli in età Romana) ed infine l'approdo di *Parthenope* sulle colline di Monte Echia. È dalla necropoli di via Nicotera e dai materiali ritrovati allo scarico del Chiatamone che si ha l'evidenza di un insediamento sulla collina di Pizzofalcone (Ferrara et al., 2010); le tombe quasi tutte costituite da casse di tufo e databili alla metà dell'8th secolo BC hanno confermato le notizie delle fonti sulle più antiche fasi di occupazione del territorio napoletano ravvisando nel promontorio di Monte Echia, così come appena scritto, il luogo dove doveva essere collocato il primo insediamento di *Parthenope*. Allo stato attuale non emergono evidenze architettoniche di un vero e proprio centro abitato di *Parthenope*, a meno del ritrovamento della sudetta necropoli. Ciò può essere messo in relazione con l'ipotesi fornita in Greco (1985) che identifica in *Parthenope* una sorta di *epineion* (avamposto militare e commerciale) dei cumani e non città in quanto sede di assetto politico e amministrativo (Di Mauro e Vitolo, 2006). La necessità della lotta contro gli Etruschi, che da Capua mostravano pressanti mire espansionistiche verso le coste del golfo di Salerno, costrinsero i Cumani, introno al 500 al culmine della loro supremazia a chiedere aiuto alla polis di Siracusa guidata dal signore Gerone. Nel 474 BC la flotta etrusca fu sconfitta e *Parthenope* fu potenziata. È

verosimile ipotizzare che sia proprio in quest'ottica di "difesa e potenziamento" che si sia giunti alla fondazione di un nuovo "quartiere" identificato con la città di *Neapolis*.

2.4.2.2. *La colonizzazione di Neapolis: da città Greca a Romana*

Verso il 470 BC, sempre ad opera dei cumani, viene fondata la città di *Neapolis*, città nuova in riferimento al vecchio insediamento di *Parthenope-Paleopolis* che dopo le prime fasi di potenziamento, fu ridotta ad un ruolo marginale. Venuta meno l'egemonia siracusana nel golfo, gli abitanti *Neapolis* dovettero trovare alleanze al fine di arginare la minaccia Sannitica. Quest'ultimi con gli Etruschi avevano fondato nel 434 BC uno stato Campano, con capitale Capua e avevano occupato nel 421 BC Cuma e successivamente *Dicearchia* (Di Mauro e Vitolo, 2006). Dopo una lunga diatriba interna tra i vari ceti sociali della popolazione di *Neapolis* fu trovata una soluzione con la rinuncia dei Sanniti di una conquista armata di *Neapolis* suggellata con l'inserimento di un gran numero di loro all'interno dell'area urbana. Si trattò di una soluzione che consentì alla polis greca di assorbire i nuovi cittadini ma anche di conservare la propria identità culturale e tradizionale originaria fino alla conquista romana del 326 BC. Sotto l'egemonia Romana, *Neapolis* divenne *foedus aequum* e ciò le permise ancora una volta di fatto di conservare la propria autonomia. Durante la prima guerra sociale *Neapolis* decise di non schierarsi con le città ribellatesi a Roma e per questo fu elevata a rango di *Municipium* e fu favorita in termini di commerci in tutto il Mediterraneo (Di Mauro e Vitolo, 2006). Tuttavia il ruolo di centro commerciale e produttivo a seguito della sconfitta di Mario contro Silla si andò ad appannare nel corso del 1st-2nd secolo BC a vantaggio di altri porti tra cui quello di *Puteolis*. Durante l'Età Imperiale la città divenne luogo degli *otium* (Di Mauro e Vitolo, 2006). Ville di nobili romani tra cui quella di Vedio Pollione a Marechiaro e quella di Lucullo a Monte Echia sorsero lungo la costa occidentale. Verso la fine dell'Età Imperiale dopo essere stata trasformata in colonia, sotto la dinastia degli Antonini e dei Severi, la città iniziò la sua lenta fase di declino che perdurò sotto l'Impero di Costantino fino alla caduta dell'Impero Romano d'Occidente. Nel 553 AD la città fu presa dalle popolazioni Gotiche e passando in mano ai Bizantini perse tutto il prestigio che secondo aspetti diversi, si era manifestato fino a quel momento.

2.4.2.3. L'impianto urbanistico Greco-Romano di Neapolis

Gli storici, nel cercare di capire le ragioni alla base della scelta ubicazionale di *Neapolis*, hanno sempre considerato il nuovo sito migliore rispetto a quello precedente di *Parthenope*, sia perché arealmente più ampio sia perché posto in una posizione più collegata con l'area circostante (Fig. 2.21; *Di Mauro e Vitolo, 2006*).

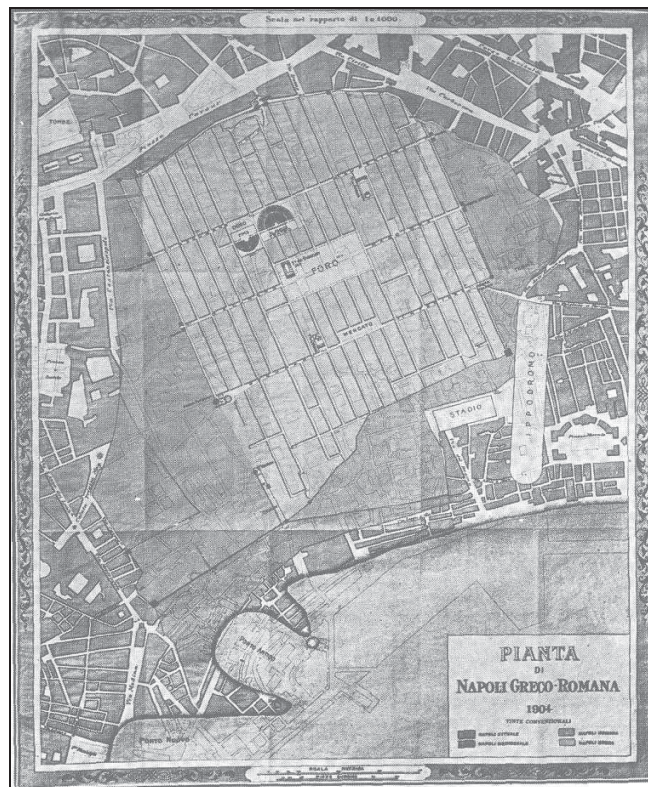


Figura 2.21 - Napoli Greco-Romana (Napoli, 1959).

L'area odierna in cui si colloca il centro storico di Napoli verosimilmente mostrava già a partire dall'Età Pre-Protostorica un apparato geomorfologico ed ambientale favorevole agli insediamenti umani: le alture offrivano un'abbondante zona boschiva e protezione dalle traversie climatiche settentrionali. La costa nel suo settore occidentale si configurava con le sue insenature favorevole per gli attracchi dei naviganti, mentre nella sua porzione orientale digradava in una pianura percorsa da un' importante risorsa idrica quale il Sebeto (*Amato et al., 2009*). In aggiunta falesie e valloni quali il Lavinaio occidentale o vallone Arenella ed il Lavinaio orientale o vallone Vergini costituivano delle protezioni naturali sia verso est che verso ovest. Il pianoro ("pendino" come viene menzionato nelle successiva toponomastica Medioevale e Moderna) sul quale si stabilirono i Greci costituiva un ripiano intermedio tra l'alto delle colline retrostanti e il basso del Golfo di Napoli. Esso digradava attraverso una serie di terrazzetti a partire

dalla quota più alta sede dell'acropoli, sia verso est (porta S. Gennaro) che verso sud dove insisteva una paleofalesia Pre-Protostorica in asse con l'attuale corso Umberto I. Per tali ragioni esso si presentava in una posizione molto più isolata e protetta rispetto a quanto è possibile vedere oggi. La città che aveva un perimetro di circa 4 km con un'estensione areale di 70 ettari, si articolò planimetricamente intorno a tre strade principali all'incirca 6 m dette *plateiai* ad orientamento SW-NE impropriamente conosciute oggi con il nome di decumani. Perpendicolari alle *plateiai* si incrociavano stradine più piccole ampie mediamente 3 m dette *stenopoi* che a luoghi si configuravano in rampe o scalinate di raccordo con il mare. L'incrocio di questo sistema di assi viarii dava vita agli isolati, le *insulae* romane, a luoghi ancor evidenti nell'odierna configurazione urbanistica (Di Mauro e Vitolo, 2006). Tuttavia la chiara visibilità attuale dell'antico assetto urbano non ne rappresenta un fedele riflesso: la Napoli Greca e poi Romana con i suoi grandi edifici pubblici e le aree libere ad essi circostanti, era caratterizzata da una diversa quantità dello spazio urbano rispetto all'attuale. Al centro della città, in corrispondenza della *plateia* mediana (l'odierna via Tribunali) era situato il complesso dell'agorà delimitato dal tempio dei Dioscuri verso l'alto e dalla *plateia* inferiore (l'odierna via S. Biagio dei Librai). Sull'acropoli nell'area che nel Medioevo sarà definita Regio Marmorata (in corrispondenza del Museo Nazionale) sorgevano fin dalla fondazione della città i principali edifici sacri. In epoca Romana il centro urbano fu suddiviso in quattro *regiones*: *Campana* nella zona nord-orientale, *Herculanensis* in quella sud-orientale, *Nilensis* quella su-occidentale, *Montana* in quella nord occidentale (Colletta et al., 2006). L'area più interessata dalla costruzione di edifici pubblici fu quella in cui si inscriveva l'agorà Greco che fu trasformato in foro per continuare ad essere luogo adibito ad una funzione di carattere pubblico. A monte del foro tra la *plateia* mediana e quella superiore (rispettivamente le attuali e via Tribunali via Anticaglia) il foro fu ampliato rispetto all'antica agorà utilizzando un'area immediatamente sottostante per realizzare il cosiddetto *forum rerum venalium* ovvero il mercato con al centro un'area adibita a *macellum*. Dal centro antico partivano due strade di probabile attribuzione Augustea: *la via per Colles* e *la via per Cryptam* con il relativo tunnel poco più a monte dell'attuale piazza di Piedigrotta (Fig 2.22; Johannowsky, 1953). Questi importanti assi viari collegavano *Neapolis* con *Puteoli*. La costruzione di nuove strade e l'apertura della Crypta Neapolitana in Eà Augustea comportarono un'intensificazione dello sviluppo extra urbano con l'insediamento di ville di nobili romani lungo il lungomare compreso tra Posillipo e Pizzofalcone; di particolar

importanza risultano le abitazioni di Vedio Pollione a Marechiaro (Pausylipon), di Lucullo tra Monte Echia e Castel dell'Ovo e di Virgilio posta al secondo miglio della Via per Cryptam.

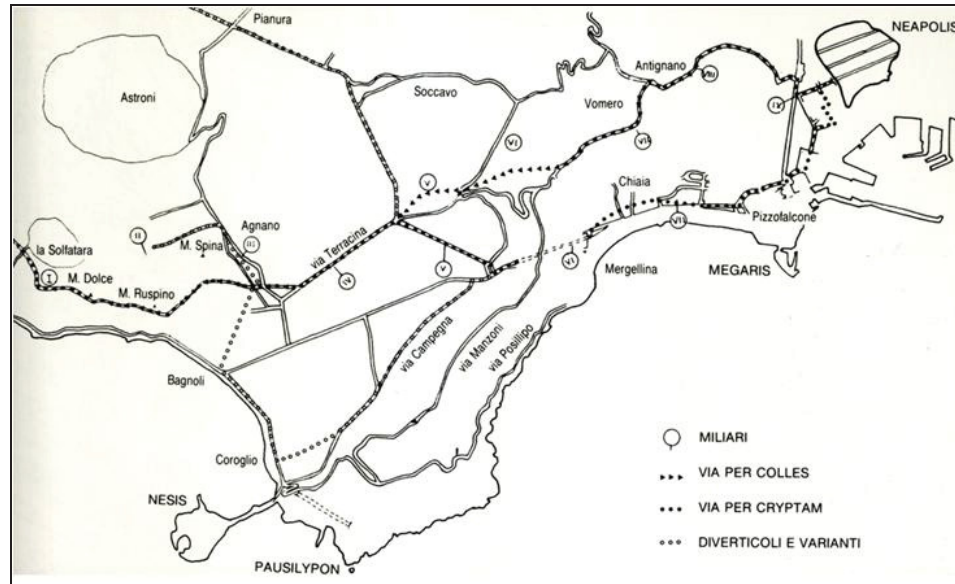


Figura 2.22 - Assi viari di collegamento tra Neapolis e i Campi Flegrei in età Romana (Johannowsky, 1953).

In Giampaola (2004) viene presentata una rivisitazione degli andamenti delle fortificazioni della *Neapolis* Greco-Romana proposta da precedenti autori (*Napoli, 1959; Greco, 1986*). L'autrice si trova in accordo con quanto espresso in questi precedenti studi ed enfatizza la sostanziale conservazione della cinta muraria antica almeno fino al Medioevo. Attraverso le evidenze emerse dai nuovi scavi archeologici in città, Giampaola (2004) rimarca l'articolazione del perimetro difensivo nel seguente modo: protetto il versante N che delimitava il vallone del *Lavinario orientale* lungo via Foria, la cinta muraria proseguiva parallelamente a via Costantinopoli piegando nei pressi di via Sapienza per attraversare la zona del Policlinico vecchio e spingersi lungo vico S. Domenico fin giù via Mezzocannone, da qui si dirigeva in direzione est per piazza Nicola Amore, piazza Calenda e successivamente verso nord nella zona del Castel Capuano (Fig. 2.23).

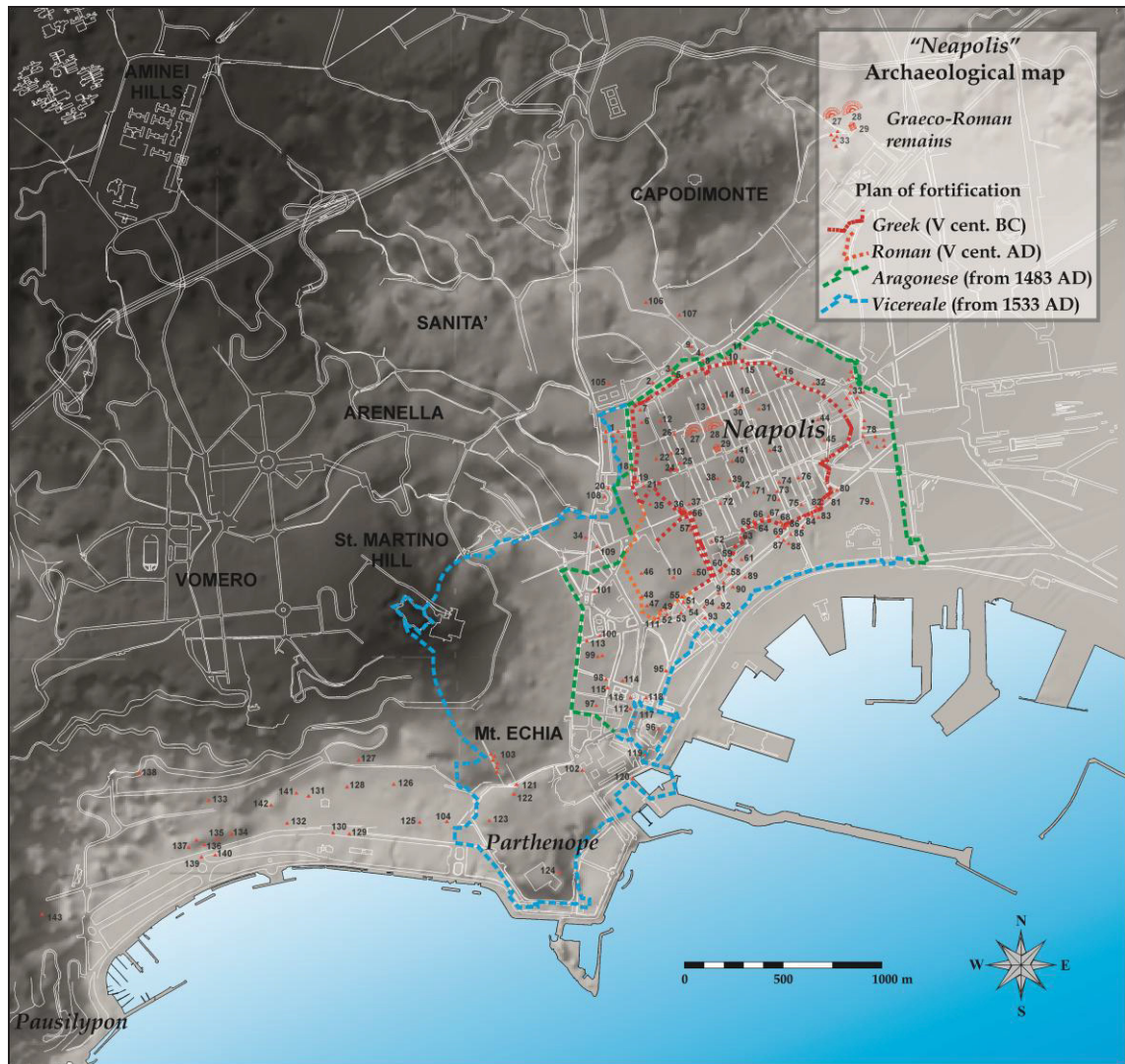


Figura 2.23 - Carta archeologica di Napoli con resti archeologici Greco-Romani ed evoluzione della cinta muraria in epoca storica. (Dataset archeologico in Ruello, 2002)

Ubicazione e configurazione dell'antico porto Greco-Romano: ipotesi di letteratura a confronto

A differenza di quanto del mondo Greco-Romano è ancora visibile oggi, non restava traccia dell'antico porto fino al dicembre del 2003 quando sono cominciate le campagne di scavo archeologico in tutto il settore orientale di Napoli da parte della Soprintendenza dei beni archeologici di Napoli in occasione dell'apertura dei cantieri per la realizzazione della Linea 1 e 6 della metropolitana cittadina. La localizzazione del antico porto era da secoli al centro di un vivace dibattito intellettuale. Diversi sono gli studiosi, riassunti in Rossi (1978) che si sono cimentati in ipotesi (Tab. 2.1).

Studiosi	Ipotesi di letteratura sull'ubicazione del porto Greco-Romano di <i>Neapolis</i>
Pontano (1509), Summonte (1601-43) e Celano (1642)	alla base dei colli di S.Giovanni Maggiore e del Monterone
Troyli (1747)	Ponte della Maddalena
Beloch (1890)	sud di piazza Borsa
Capasso (1855 e 1904)	due porti (de illu arcina e de illu vulpulum) a piazza Municipio
Gabricsi (1913)	piazza N. Amore
Napoli (1959)	ai piedi di <i>Parthenope</i>
Cozzolino (1960)	vico Soprammuro, la Maddalena e piazza Capuana.

Tabella 2.1 - Ipotesi di letteratura circa l'ubicazione dei porti antichi di *Neapolis*, riportate in Rossi, 1978.

Nel dibattito scientifico circa la reale collocazione del porto Greco-Romano di *Neapolis*, risulta di grande risonanza scientifica il lavoro di Rossi (1978) che passa in rassegna tutte le differenti posizioni prese da vari intellettuali negli ultimi 500 anni confutandole sulla base di studi e considerazioni da lui condotti di carattere geomorfologico, meteomarinico, tettonico e geologico. L'autore confuta la tesi del Troyli (1747) sulla base delle notevoli problematiche idrologiche e meteomarine del settore in cui è sito il Ponte della Maddalena. Questo si colloca nella sede centrale dell'alveo della depressione del Sebeto, ovvero in una zona esposta a continui interrimenti, alla raccolta di acque torrentizie, di scarico e sorgive, alle maggiori traversie meteomarine e al relativo fenomeno di insabbiamento della costa. Per analoghe problematiche di interrimento connesse alla cosiddetta "Lava dei Vergini" anche l'area suggerita da Cozzolino (1960) sembrerebbe non idonea per la scelta dell'ubicazione del porto Greco-Romano. Sull'analisi dei sondaggi geognostici degli anni '60 e della Carta Geologico-Tecnica (1967) redatta da Nicotera e Lucini, l'autore rigetta anche la tesi di Gabricsi (1913). Secondo la Carta Geologico-Tecnica il tufo litoide si trova a circa 11 m dal piano campagna attuale e a -2,50 m s.l.m. Secondo Rossi (1978) l'alto morfologico del tufo in tale zona avrebbe precluso la localizzazione di un porto a causa proprio del limitatissimo pescaggio. In aggiunta considerando l'inesistenza di una morfologia aggettante verso mare a protezione delle traversie dominanti, analogamente alle critiche

mosse ai precedenti autori, il porto sarebbe stato completamente soggetto ad insabbiamento marino. Le tesi di Pontano (1509), Summonte (1601-43) e Celano (1642) che pongono il porto ai piedi del colle di San Giovanni Maggiore e del Beloch, 1890 (Fig. 2.24) vengono contestate così come fatto precedentemente da Capasso nel 1855 a causa dell'inattendibilità dei ritrovamenti archeologici.

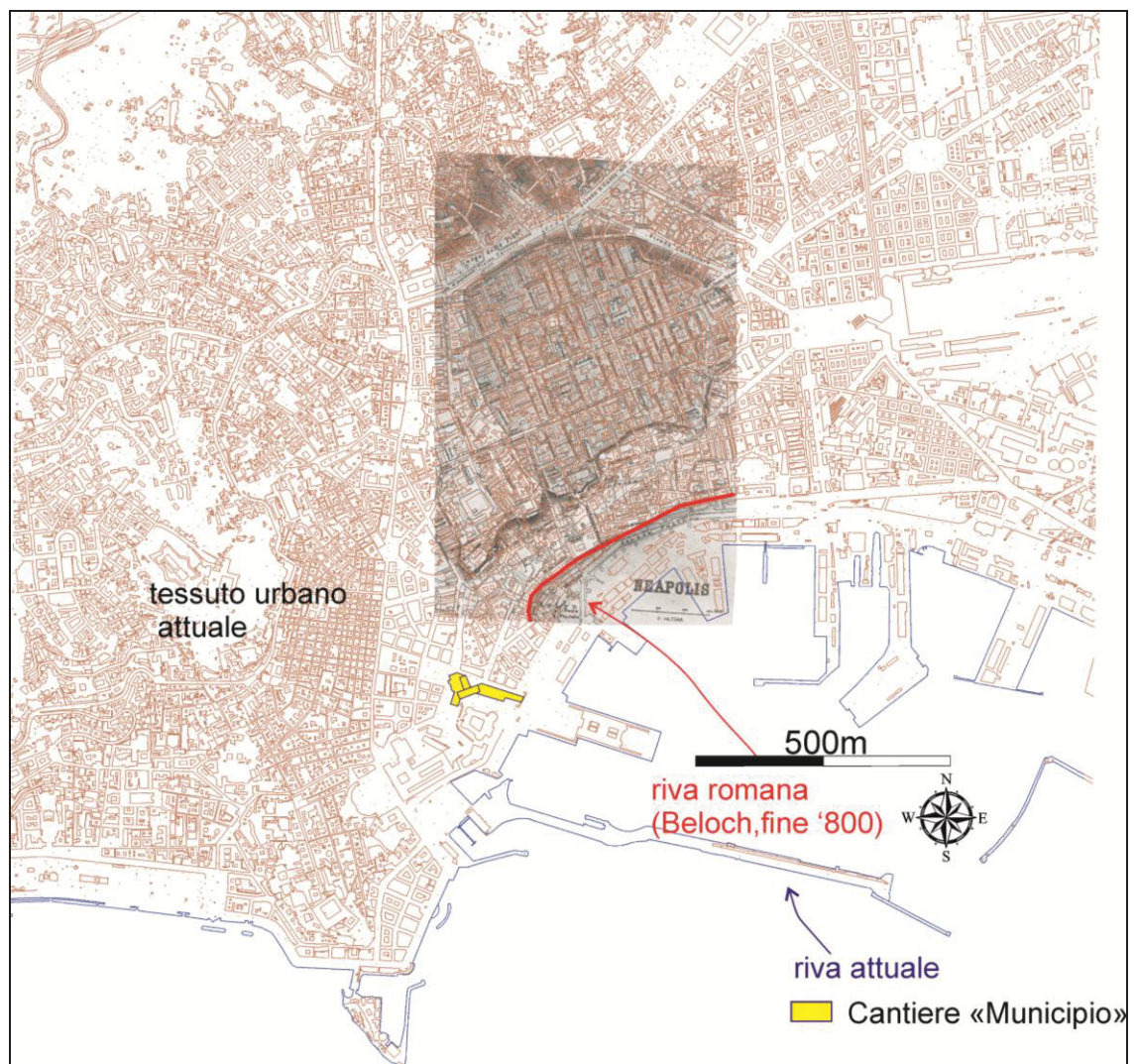


Figura 2.24 - Pianta del Beloch georiferita nel sistema di proiezione Gauss-Boaga al di sotto del contesto urbano attuale. La freccia rossa indica il punto di probabile indicazione del porto antico proposto dall'autore.

In ultimo Rossi (1978) analizza le ipotesi avanzate da Capasso (1855 e 1905) e da Napoli (1959). Pur con delle distinzioni, entrambi gli storici tendono a porre l'antico porto Greco-Romano a ponente nei pressi dell'area occupata da Piazza Municipio. Secondo il Rossi le ipotesi avanzate da questi autori sono suffragate da un'analisi delle caratteristiche meteomarine del litorale: collocare il porto ad occidente, avrebbe

significato proteggerlo dalle traversie di libeccio e dal relativo insabbiamento. Per ciò che riguarda le diversità delle due tesi, Napoli (1959) parla dell'esistenza di un unico porto affermando che "l'area occupata dal Palazzo Reale, dal Teatro S. Carlo, dal Castello Angioino e dalla Piazza Municipio, almeno fino all'altezza di via Medina, doveva formare una naturale insenatura, ben protetta dai venti ed idoneo rifugio per piccole navi" (Fig. 2.25). Le considerazioni di Napoli trovano motivazione in alcuni importanti rinvenimenti archeologici: un'epigrafe incisa sul marmo ritrovata nel dicembre del 1892 in via dei Lanzieri, a 4 m di profondità dal piano stradale ed a 2 m sotto il livello del mare. Essa ricorda la ristrutturazione della banchina e del molo decisa dagli imperatori Settimio Severo e Caracalla nel 202 AD; i resti di un muro Greco Arcaico attribuibile al 6st secolo BC dunque a *Parthenope*, rinvenuto in via S. Giacomo ed una strada di Età Romana, esplorata per una lunghezza di 30 m in via Flavio Gioia innestante nella scomparsa via di Porto.

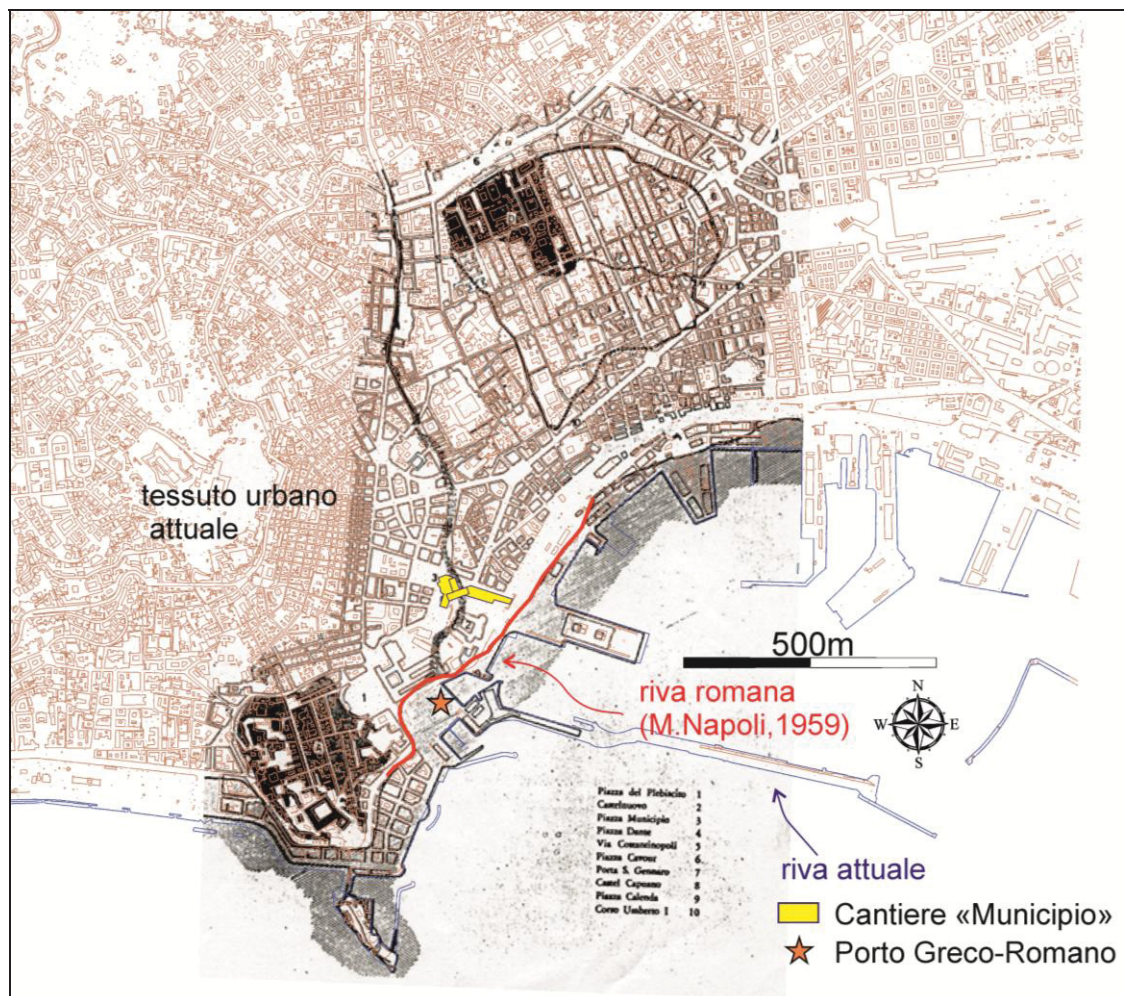


Figura 2.25 - Pianta del Napoli georiferita nel sistema di proiezione Gauss-Boaga al di sotto del contesto urbano attuale e ubicazione del porto antico.

Grazie alla lettura critica in chiave stratigrafica e morfologica della Carta Geologico-Tecnica redatta da Nicotera e Lucini (1967) e Rossi (1978) confuta la tesi del Napoli (1959). In particolare la carta mostra l'esistenza di un'ampia insenatura nella roccia tufacea compresa tra le vie Sanfelice e Medina e piazza Municipio. Nel dettaglio essa è limitata a nord est dal rilevato tufaceo presso la zona di via Santa Maria la Nova, ad ovest da quello in corrispondenza di via dei Guantai e sud ovest dall'alto su cui si innesta il Maschio Angioino. Di contro l'area indicata da Napoli (1959) come insenatura è sulla base della Carta Geologico-Tecnica indicata come una zona di alto tufaceo. L'area di ubicazione del porto antico promossa da Capasso (1855 e 1904) sembra trovare nell'insenatura di cui si è detto della Carta Geologo-Tecnica di Nicotera e Lucini (1967) una certa rispondenza pur presentandone delle difformità in termini morfologici. Capasso (1855 e 1905) ipotizza infatti l'esistenza di due insenature ciascuna con un suo porto adibito a specifiche funzioni: un bacino a ponente di dimensioni maggiori detto "Porto nuovo o Porto de illu Vulpulum" riservato al traffico marittimo e uno più ridotto detto "Porto antico o Porto de Arcina" adibito a cantieri con arsenale e darsena. Le due insenature erano separate da lembo di spiaggia emersa aggettante verso mare orientato secondo la direttrice E-W (Fig. 2.26). L'andamento di una siffatta morfologia di questo tratto di costa, tuttavia, non trova corrispondenza nei rilievi geognostici degli anni '60 ma è solo il frutto di un'interpretazione di una fonte d'archivio (diploma 1018) dell'Alto Medioevo Capasso (1904).

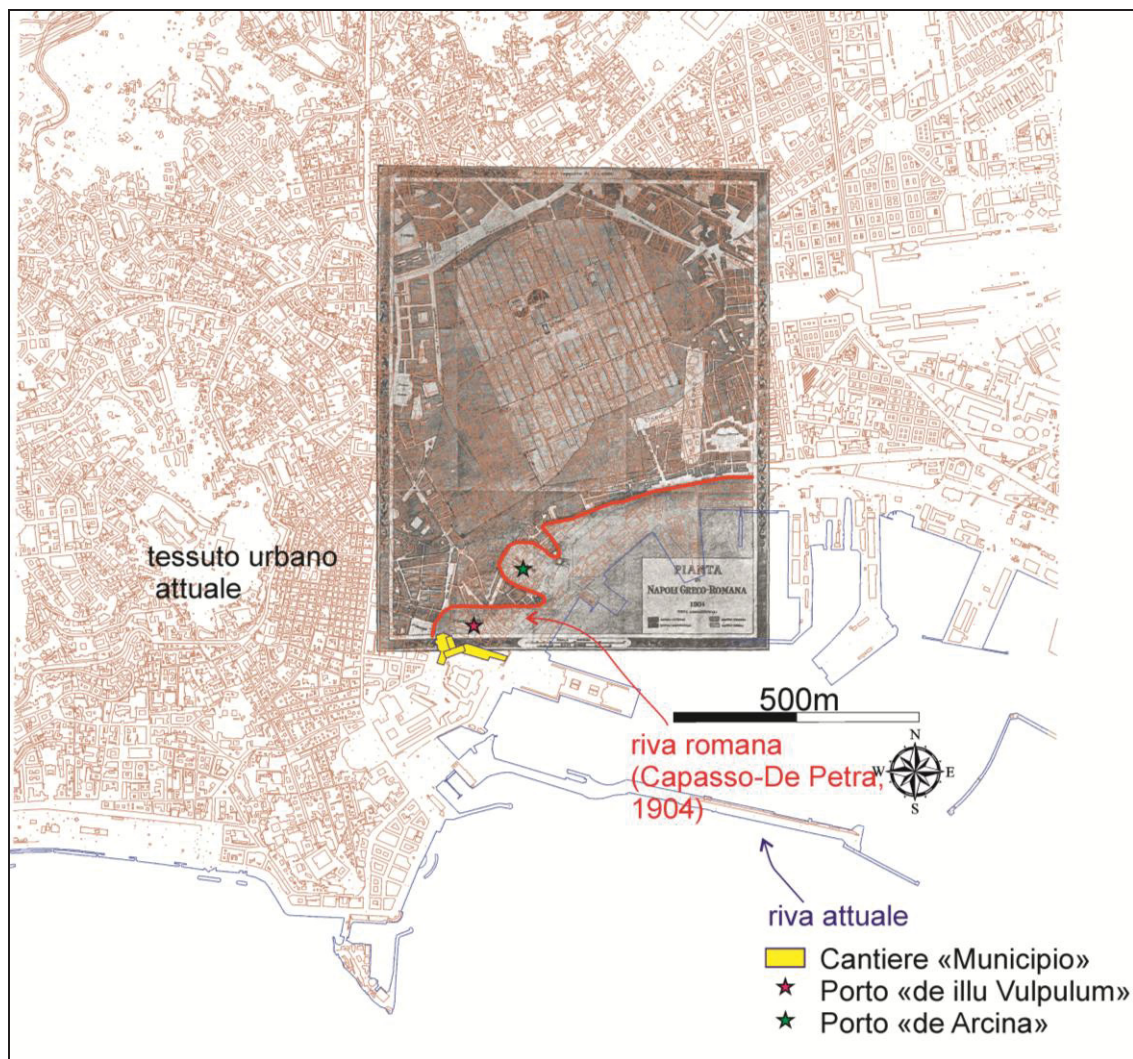


Figura 2.26 - Pianta del Capasso georiferita nel sistema di proiezione Gauss-Boaga al di sotto del contesto urbano attuale e ubicazione del porto antico.

2.4.3. Evoluzione dell'impianto urbanistico dalla Tarda Antichità agli inizi dell'Alto Medioevo: Età Ducale (553 – 1139 AD).

L'illustre archeologo Mario Napoli afferma che l'antico centro Greco-Romano continua la sua funzione pubblica e di mercato nel periodo della Tarda Antichità e per i secoli del Ducato. Ciò è confermato dalla permanenza della toponomastica romana nelle fonti. A partire dal 500, l'antico spazio pubblico si venne fortemente a modificare con i numerosi interventi architettonici religiosi e si ridusse di dimensioni. Nell'alto Medioevo inizia "l'estesa intensificazione orizzontale" con un notevole accrescimento di fabbriche religiose. Il vasto spazio libero rimase la sede principale dell'attività pubblica e di mercato per la Napoli ducale, nonostante la riduzione dell'area. Nel 1967 Mario Napoli delinea, un'area di ampliamento urbano extra murale alla città murata antica: l'altura di San Giovanni Maggiore e l'antico borgo di Napoli includendola nel

perimetro difensivo di Valentiniano III (440 d. C.) (Napoli, 1967). Egli individua poi una seconda area extra-murata più avanzata ed esterna alla cinta Tardo Antica, gravitante verso il porto ad occidente, definendola quartiere suburbano marittimo. Per quanto concerne l'espansione verso ovest dell'antica *Neapolis* avvenuta durante la Tarda Antichità sotto il dominio di Valentiniano III, sempre grazie ai nuovi dati di scavo, Giampaola (2004) avvalora l'ipotesi proposta da Napoli (1959) secondo il quale le mura si distinguevano in piazza Bellini, via S. Sebastiano, piazza del Gesù, via Carrozzeri, Santa Maria la Nova, via Sedile di Porto, San Giovanni Maggiore. A seguito della costruzione della lunga fascia suburbana scaturì la necessità di ulteriori difese marittime e di una maggiore protezione con fortezze e con torri, da attribuirsi ai rinforzamenti dei tempi di Belisario e Narsete (6th secolo). Questa fu inglobata in una nuova cinta, solamente con l'allargamento del circuito delle mura marittime, presumibilmente alla fine del 10th secolo.

2.5. Inquadramento geoarcheologico di *Neapolis* nell'ambito del Golfo di Napoli-Pozzuoli

Nel presente paragrafo verranno presentate le precedenti conoscenze geoarcheologiche lungo il litorale di Napoli. Come precedentemente evidenziato (cfr 1.2), durante i primi anni del 2000, la realizzazione della metropolitana di Napoli ha comportato l'apertura di diversi cantieri lungo il litorale orientale della città. Qui, la Soprintendenza dei Beni Archeologici di Napoli ha intrapreso una lunga fase di scavo archeologico a cui hanno preso parte alcuni geologi del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università di Napoli Federico II. In occasione di questa collaborazione sono stati affrontati studi tesi alla ricostruzione paeleoambientale e paleogeografica del settore orientale del litorale di Napoli (Irollo, 2005; Giampaola et al., 2004-2006; Giampaola e Carsana, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009; Bourillon, 2005; Nziengui, 2010). In aggiunta, verranno presentati i risultati della campagna di studi di geoarcheologia subacquea antistanti la costa della Dorsale di Posillipo trattati da Simeone e Masucci (2009). Le precedenti conoscenze geoarcheologiche effettuate lungo il litorale di Napoli, verranno, inoltre, inquadrare nell'ambito del Golfo di Napoli-Pozzuoli. Qui durante il periodo Greco-Romano sorsero importanti nuclei che resero questo particolare Golfo uno tra i più vivaci del Mar Tirreno (Fig. 2.27).

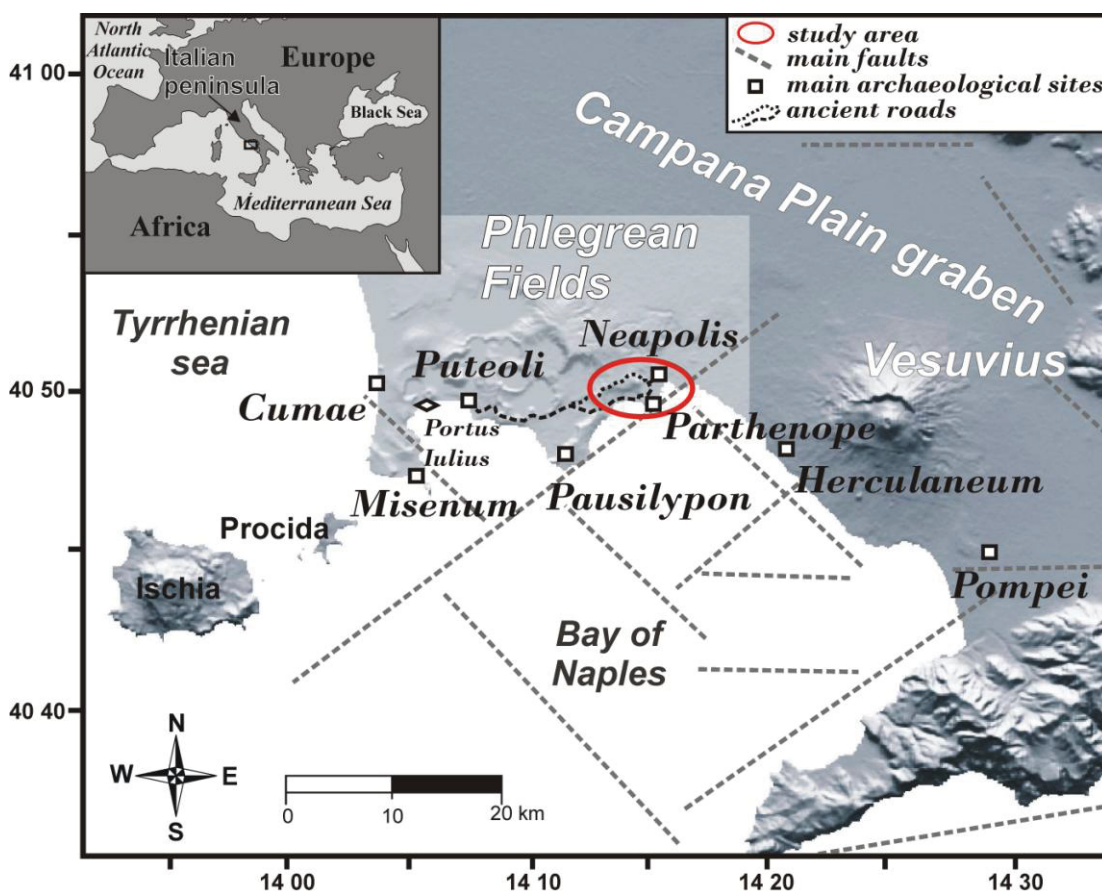


Figura 2.27 - Ubicazione dei principali centri costieri del litorale nord della Campania. L'ellisse rossa rappresenta il dettaglio dell'area studiata in questa tesi (Immagine elaborata in collaborazione con la dottoressa M.R.Ruello)

2.5.1. La costa di Napoli

Neapolis (Napoli) – La Costa Orientale da piazza Municipio alla Piana del Sebeto

La ricostruzione del litorale orientale della città di Napoli è presentata nei lavori di ricerca condotti dal gruppo del Professor Aldo Cinque e della Professoressa Paola Romano dell'Università Federico II di Napoli in quest'ultimo ventennio. Essi si sono concretizzati in due ricerche di dottorato (*Irollo, 2005 e Ruello, 2008*) oltre che nella pubblicazione di diversi lavori di sintesi su riviste internazionali (*Amato et al., 2009; Cinque et al., 2011*). L'acquisizione di dati geoarcheologici nuovi in questa ricerca, condotta in collaborazione con la Soprintendenza dei beni Archeologici di Napoli, è stata possibile grazie all'apertura di scavi archeologici connessi alla realizzazione della metropolitana cittadina nelle piazze: Municipio, Bovio, Nicola Amore e Garibaldi. L'intervallo temporale investigato va dal Medio-Tardo Olocene fino all'epoca Moderna (Fig. 2.28). Secondo quanto ricostruito dagli autori nell'area di piazza Municipio e Bovio sono stati rinvenuti fondali marini di un antico Bacino Portuale Greco-Romano

alle quote comprese tra -5,5 e -7,5 m slm. Essi sono stati interessanti da dragaggi che giungono fino ad intercettare il basamento tufaceo. Nel medesimo periodo l'area dell'attuale piazza Nicola Amore, via Mezzocannone e via Egiziaca era occupata da un ambiente di spiaggia emersa sul quale nell'area del pozzo di stazione "Duomo" iniziarono a sorgere degli edifici intorno al 4th secolo BC. L'Età Romana compresa tra il 2nd secolo BC e il 3rd secolo BC vide nell'area di piazza Municipio il perdurare di un ambiente marino sommerso: sono stati inoltre rinvenuti un molo e due relitti di 1st secolo AD, due pontili e un'altra imbarcazione ascrivibili al 2nd-3rd secolo AD a circa -3,5 m slm (*Giampaola et al., 2006*). Nella area di piazza Nicola Amore durante questo periodo venne edificato un grande complesso monumentale con piani pavimentali compresi tra 0,1 e ,7 m. La zona dell'attuale piazza Garibaldi era già emersa e percorsa da assi stradali a luoghi ricoperti da depositi alluvionali di origine torrentizia. Durante la Tarda Antichità l'area del Bacino Portuale di piazza Municipio iniziò la sua progressiva chiusura in un specchio lagunare che venne definitivamente colmato e abbandonato durante il 5st-6th secolo AD. Verso est nell'area del Duomo e di Piazza Garibaldi si intensificarono gli apporti detritici. Durante l'Alto Medioevo perdurarono le fasi di progradazione della linea di riva e le cattive condizioni di drenaggio dei versanti cominciate nella Tarda Antichità. A partire dal '400 l'intera fascia costiera cominciò a risentire dello sviluppo del contesto urbano. Abbondanti modifiche dell'intero litorale inizieranno a registrarsi a partire dall'800 anche grazie al progetto di ammodernamento fognario nell'ambito del progetto di Risanamento.

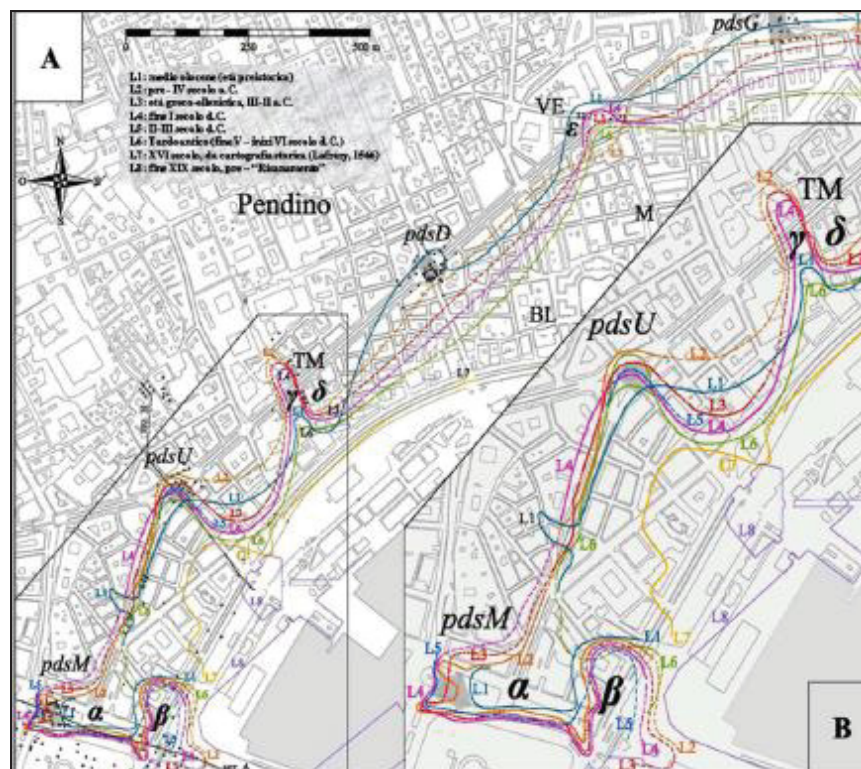


Figura 2.28 - Ricostruzione delle paleolinee di riva lungo il litorale orientale di Napoli (Amato et al., 2009).

Gli indicatori geoarcheologici e paleomabientali quali, moli, pontili, livelli di spiaggia emersa, sommersa e di laguna rinvenuti nelle aree di scavo tra piazza Municipio e Garibaldi, sono stati utilizzati in Cinque et al. (2011) nella ricostruzione dei movimenti del suolo (Fig. 2.29). In termini di trend tettonico la curva in Fig. 2.29 indica la predominanza della subsidenza durante gli ultimi 5000 anni, con variazioni nel tasso e a volte anche nel senso dei moti verticali del suolo. I dati in Cinque et al. (2011) suggeriscono un tasso medio di subsidenza vicino a 1,3 mm/a da circa 5000 BP alla fine del 12th secolo AD. Analizzando i dettagli della Fig. 2.29, la curva suggerisce: un periodo di stabilità nella maggior parte del 5th millennio BP, un altro tra il 5th e 4th millennio BP con tassi di 5-6 mm/a, uno di stabilità durante il 4th e il 3rd millennio BP, uno di subsidenza accelerata (10-12 mm/a) durante il i primi tre secoli AD, uno di decelerazione della subsidenza (0,5-1mm/a) tra il 4th e 12th secolo AD ed uno di sollevamento a partire dal 13th secolo AD.

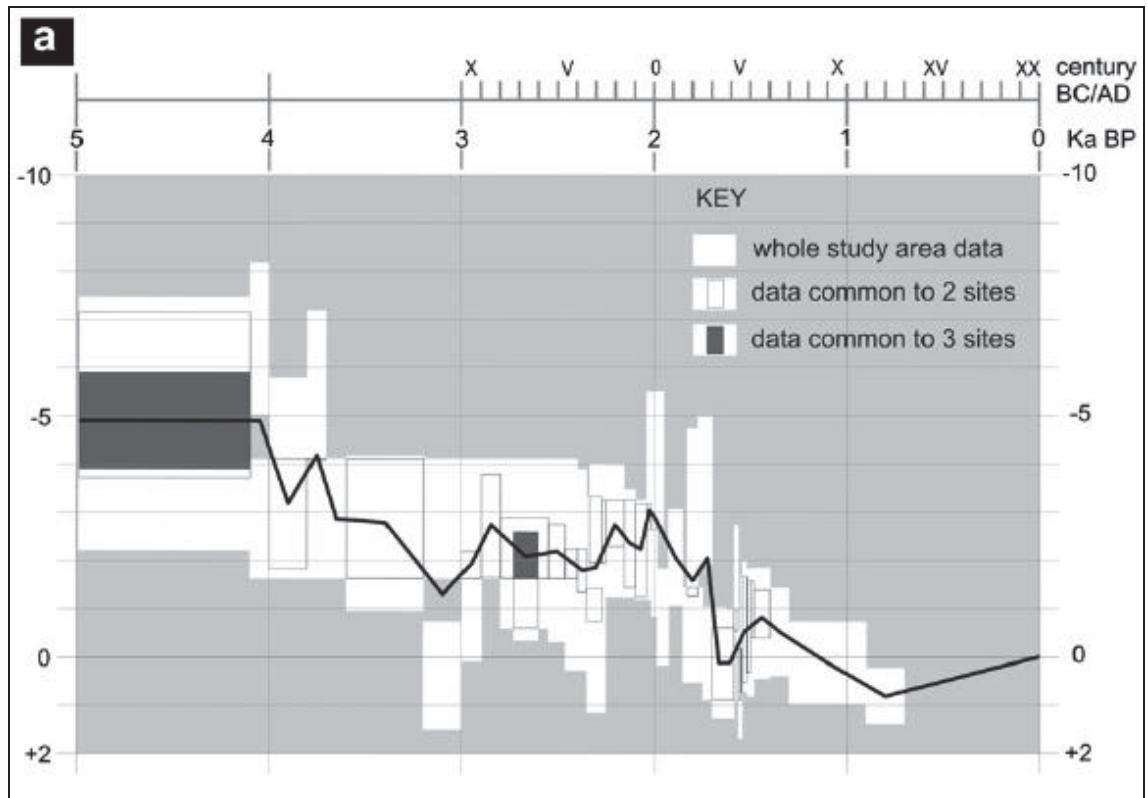


Figura 2.29 - Storia tettonica del litorale di Napoli orientale dai dati geoarcheologici provenienti dai pozzi stazione: “Municipio”, “Università”, “Duomo” (Cinque et al., 2011).

Una particolare attenzione è stata rivolta nella ricostruzione del paleoambiente nella Piana del Sebeto. In particolare Irollo (2005) ne ha ricostruito le principali tappe evolutive durante l'Olocene (Fig. 2.30). Nel dettaglio l'autrice ha delineato una generale tendenza alla sommersione della piana durante l'Olocene Superiore. La ricostruzione della morfologia del paleogolfo riflette l'orientamento SW-NE. Nel momento di massima espansione del paleogolfo il limite orientale era collocabile all'altezza di Barra mentre la trasgressione Versiliana giungeva nella zona dell'attuale piazza Garibaldi a partire da 8ka circa. La tendenza alla progradazione prese il sopravvento sulla sommersione della piana a partire dall'Olocene Medio. Le ricostruzioni del Medio - Tardo Olocene sono state effettuate dall'autrice con estremo dettaglio grazie alle datazione dei depositi vulcanici delle eruzioni del Somma Vesuvio e dei Campi Flegrei ivi rinvenuti e ai depositi di torba datati in Bellucci (1994). Per il passaggio tra il periodo 5,8 e 4,2 ka BP l'autrice ha ricostruito una sostanziale fase progressiva probabilmente connessa ai materiali piroclastici depositi in occasione dell'eruzione di Agnano Monte Spina (linea di riva 11 in Fig. 2.30). Anche la successiva eruzione di Avellino (3,7 ka circa BP) comportò una forte riduzione dell'ampiezza della Piana del Sebeto: l'andamento del paleogolfo databile grazie all'identificazione del suddetto tefra

non raggiunse più la fascia intermedia della piana (linea di riva 12 in Fig. 2.30). Il rinvenimento di livelli di torba nella piana è indicativo dell'istaurarsi in epoca storica di cattive condizioni di drenaggio superficiale del Sebeto e di altri corsi d'acqua minori. Durante il periodo Romano (linea di riva 13 in Fig. 2.30) si configurò una fascia litorale ampia da SW a NE circa 500 m con acque basse e barre emerse. Essa ricopriva tutto il margine meridionale da via Brin a S. Giovanni a Teduccio. La linea di riva più recente di Età post Romana ha testimoniato il perdurare della progradazione verso SW fino all'Età Moderna.

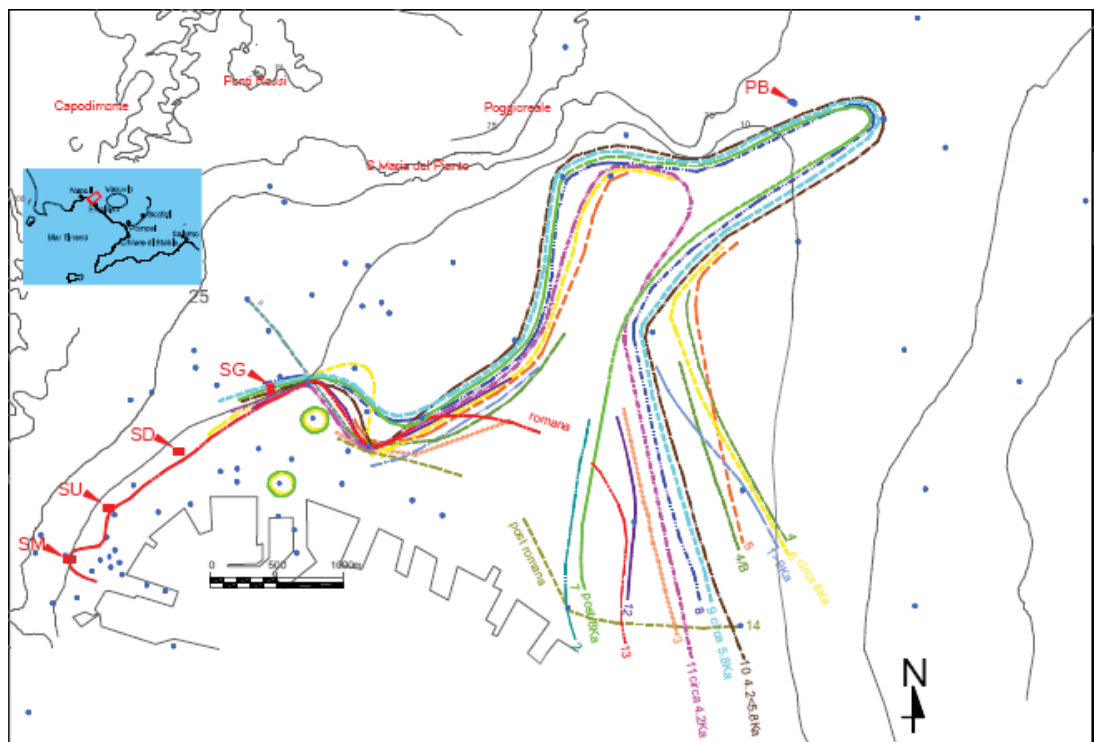


Figura 2.30 - Ricostruzione delle paleolinee di riva lungo la Piana del Sebeto (Irollo et al., 2005).

Pausylipon (Posillipo)

Nel lavoro condotto da Simeone e Masucci (2009) viene indagata la dorsale di Posillipo attraverso uno studio su indicatori geoarcheologici del livello del mare ritrovati presso la zona della Gaiola (Fig. 2.31). L'esame dei dati emersi da indagini di tipo geoarcheologico su antiche strutture sommerse insieme ad un'analisi geomorfologica, ha consentito agli autori di avanzare nuove ipotesi riguardanti le variazioni relative del livello del mare a partire dall'epoca Romana. Il lavoro condotto dagli autori è cominciato con il rilievo in immersione delle strutture archeologiche sommerse e degli indicatori geomorfologici legati all'erosione marina quali solchi di battente, piattaforme d'abrasione etc. In aggiunta gli autori hanno effettuato un censimento delle cavità più

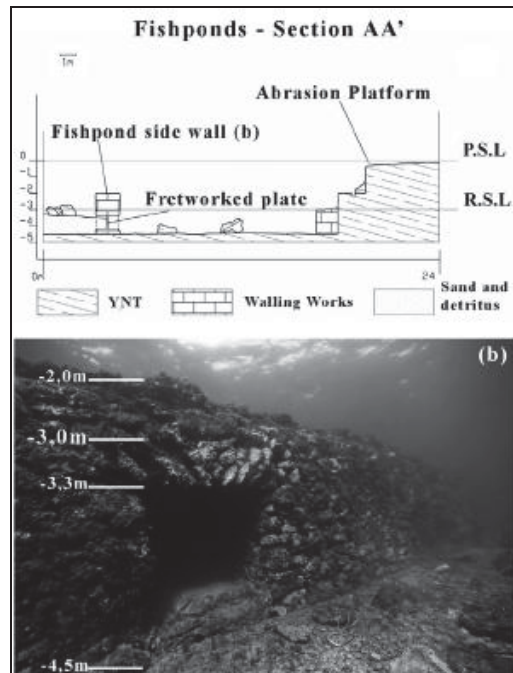


Figura 2.32 - A: Sezione A della Fig indicante l'attuale livello del mare e il valore stimato per l'epoca romana. B: parete della peschiere con l'indicazione delle quote significative (Simeone et al., 2012).

A conclusioni analoghe era già giunto agli inizi del '900 il Gunther. Questi aveva realizzato una dettagliata cartografia geomorfologica dell'intera zona di Marechiaro con l'indicazione di antichi resti archeologici sia emersi che sommersi (Fig. 2.33).

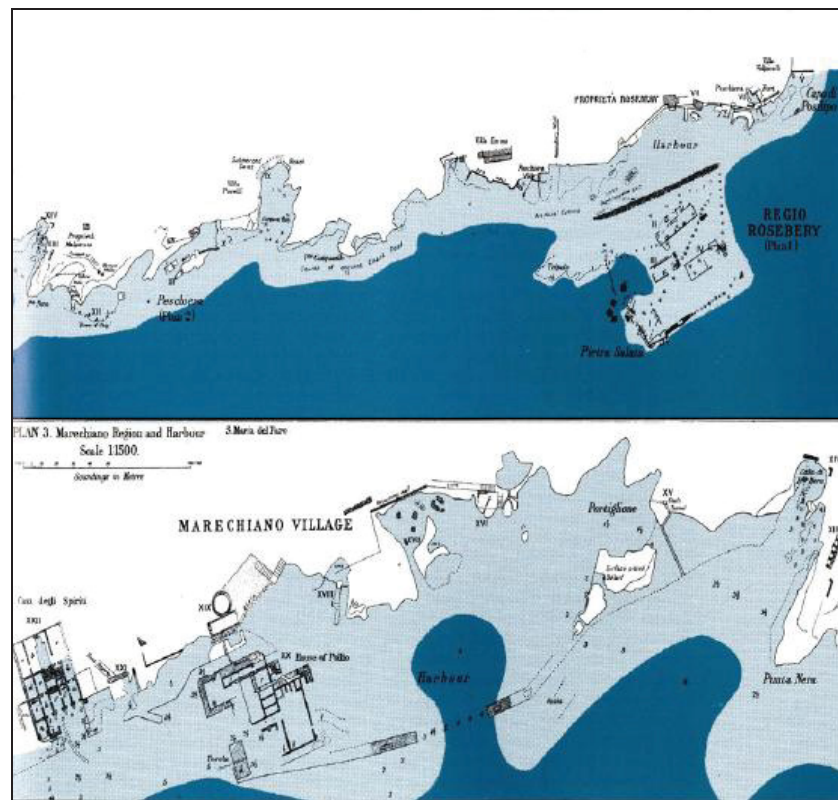


Figura 2.33 - Resti di peschiere, strutture romane e moli di epoca Romana tra Capo Posillipo e Marechiaro (da Günther, 1908, in “Posillipo Romana” Ed.Electra).

2.52. La costa di Misenum (Miseno)

Nel lavoro di Cinque et al. (1991) viene affrontata una ricostruzione delle dinamiche del moto del suolo nella zona dei Campi Flegrei. A Miseno nei pressi della spiaggia di Miliscola vengono rinvenuti gli ambienti di un complesso termale di epoca Romana ascrivibili al 2nd secolo AD. Viene studiata dagli autori nel dettaglio la successione dei terreni post Romana che ricopre tali resti. Essa è compresa tra la fine del 4th e gli inizi del 18th secolo AD. Da un punto di vista geomorfologico questi terreni costituiscono la superficie terrazzata disposta intorno a 7-8 m di quota alla base del versante settentrionale di Monte Miseno. Della successione dei terreni post Romani vengono studiate due sezioni stratigrafiche di cui una è collocata nel *praefurnium* delle terme e l'altra nel *calidarium*. Al loro interno sono stati rinvenuti resti di occupazione antropica riferibili a due fornaci datate rispettivamente nel 6th-7th e al 11th-12th secolo AD. Nella sezione del *praefurnium* la parte bassa della successione è costituita da livelli di ambiente palustre che verso l'alto passano a livelli di ambiente alluvionale. I livelli basali sono interpretati dagli autori come frutto di una subsidenza connessa ai moti bradisismici e culminata verso la fine 4th inizio 5th secolo AD con una crisi sismica espressa da evidenze di crollo. Nella sezione del *calidarium* i livelli alla base della successione sono riferibili dagli autori ad un ambiente di spiaggia emersa o battigia. Il confronto delle due sezioni ha fatto ipotizzare una fase di stabilità tra il 6st e l'8st secolo AD individuata dalla fiorente attività artigianale identificata dalla fornace su menzionata. Il secondo strato di crollo datato alla seconda metà del 8st secolo AD potrebbe essere indicativo di una ripresa dell'instabilità tettonica connessa ad una nuova fase di sommersione. La riconquista dell'ambiente marcatamente emerso avviene secondo gli autori nell'11th-12th con la costruzione della seconda fornace. I due momenti di sommersione identificati in Cinque et al. (1991) sono anche ripresi e confrontati graficamente con i recenti studi condotti in Morhange et al. (2006) a Pozzuoli, riportati di seguito.

2.5.3. La costa di Puteoli (Pozzuoli)

La ricostruzione della storia dei cambiamenti relativi del livello mare negli ultimi 2000 anni è iniziata con la campionatura di dieci organismi marini bioincrostatati posti intorno a +7m slm sulle colonne del mercato Romano, in un criptoportico che sostiene il lato settentrionale dell'acropoli di Rione Terra e sulle falesie marine del Rione Terra (Fig. 2.34) (Morhange et al., 2006). Il campionamento si è concentrato sul limite superiore

delle popolazioni di organismi bentonici e perforatori, includendo le specie indicative della sommersione: *Litophaga litophaga*, *Ostrea edulis*, *Vermetus sp.*, *Chama gryphoides*, e *Astroides calicularis*. I campioni sono stati tutti trattati presso il Centro di Datazione al Radiocarbonio di Lione. La datazione del materiale biologico ha lasciato intendere che non vi è soltanto un unico breve picco di sommersione dall'epoca Romana, come affermato da Parascandola (1947) e Dvoroak e Mastrolorenzo (1991), bensì una fase oscillante del livello marino dalla Tarda Antichità al 15th secolo AD. Dalle ricerche condotte in Morhange et al. (2006) esistono tre periodi di stazionamento alto relativo del mare in cui si articola la sommersione post Romana dell'area (Fig. 2.35): 1) durante il 5th secolo AD, 2) durante l'Alto Medioevo e 3) prima dell'eruzione di Monte Nuovo. I primi due momenti di sommersione coincidono con quanto già valutato in Cinque et al. (1991) sebbene con entità differenti specie per il periodo più antico. L'assenza di solchi di erosione marina conferma che il livello del mare non è rimasto stabile a lungo a + 7m.

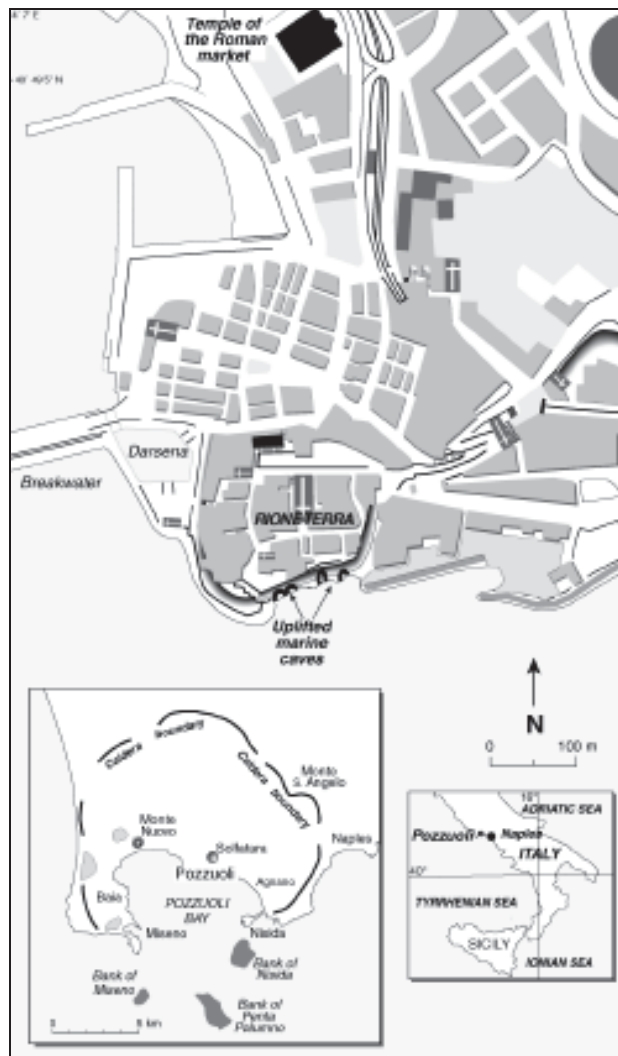


Figura 2.34 - Aree di campionamento degli organismi marini a Pozzuoli (Morhange et al., 2006).

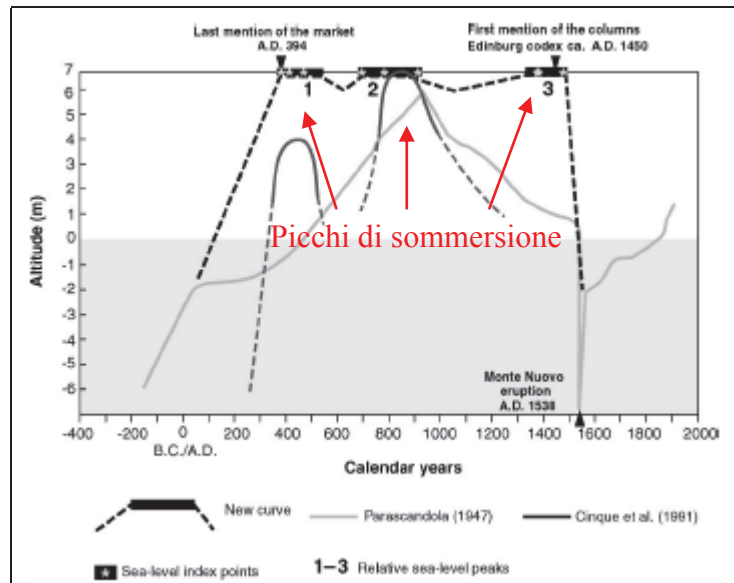


Figura 2.35 - Cambiamenti relativi del livello del mare a Pozzuoli durante gli 2000 anni (Morhange et al., 2006, modificata).

2.5.4. La costa di Herculaneum (Ercolano)

Nei lavori di Cinque e Irollo (2008) e Cinque et al. (2009) nell'ambito dell'Herculaneum Conservation Project sono presentati i risultati di una ricerca geoarcheologica volta alla ricostruzione delle dinamiche costiere che si ebbero tra il 300 BC e il 79 AD poco prima dell'eruzione di Pompei del Somma Vesuvio. Gli autori hanno effettuato numerosi rilievi di superficie, sette carotaggi e analisi di laboratorio su alcuni campioni. Il periodo compreso tra il 300 BC e il 79 AD è caratterizzato da un'alternanza di fasi trasgressive e regressive associate a movimenti di abbassamento e sollevamento del suolo connessi alle dinamiche vulcano tettoniche del Somma Vesuvio. La Fig. 2.36 mostra lo schema esemplificativo ricostruito dagli autori: le fasi contrassegnate con le lettere A, C, E corrispondono a momenti di regressione marina rispettivamente caratterizzati con le sigle *Es*, *Rc-n* e *pre 79 AD*, mentre gli intervalli temporali B e D si identificano con momenti di trasgressione indicati con *Ta-t* e *Tf*. Nel dettaglio il periodo in Fig. 2.36 A è compreso tra il 300 e il 65 BC ed era caratterizzato dal fronte della scarpata costiera di Ercolano completamente esposto con alla base un'ampia piattaforma emersa sede di attività estrattive del *Tufo Rossiccio* (Maiuri, 1958) (Fig. 2.37). Tra il 5 BC e il 30 AD durante il periodo trasgressivo (Fig. 2.36B) si assiste ad una parziale sommersione della piattaforma e del piano terra dell'ala meridionale della Casa del Rilievo di Telefo. Durante questo periodo si deponeva una piccola spiaggia (Unità SL1) emersa immediatamente al piede della scarpata costiera. Tra il 30 e il 65 AD la nuova fase regressiva (Fig. 2.36C) ha indotto la formazione di

un'ampia spiaggia prospiciente la scarpata il cui fronte e la cui sommità risultano completamente urbanizzati. Un nuovo momento di abbassamento del suolo ha comportato una nuova trasgressione del mare. Questa induce l'erosione della spiaggia emersa e la messa a giorno in più punti della piattaforma in tufo Rossiccio. La situazione paleoambientale immediatamente precedente l'eruzione del 79 AD doveva configurarsi con una neo spiaggia emersa piuttosto ampia prospiciente l'abitato di Ercolano. Una così articolata ricostruzione è stata anche riassunta dagli autori in un grafico dei moti verticali del suolo e delle variazioni del livello del mare (Fig. 2.38). Secondo quanto mostrato, i valori di sommersione maggiore dell'area si sono verificati intorno ai primi 20 anni del 1st secolo AD e nelle fasi immediatamente precedenti l'eruzione del 79 AD. In entrambi i casi si registrano paleolivelli marini compresi tra -3 m e -4 m slm.

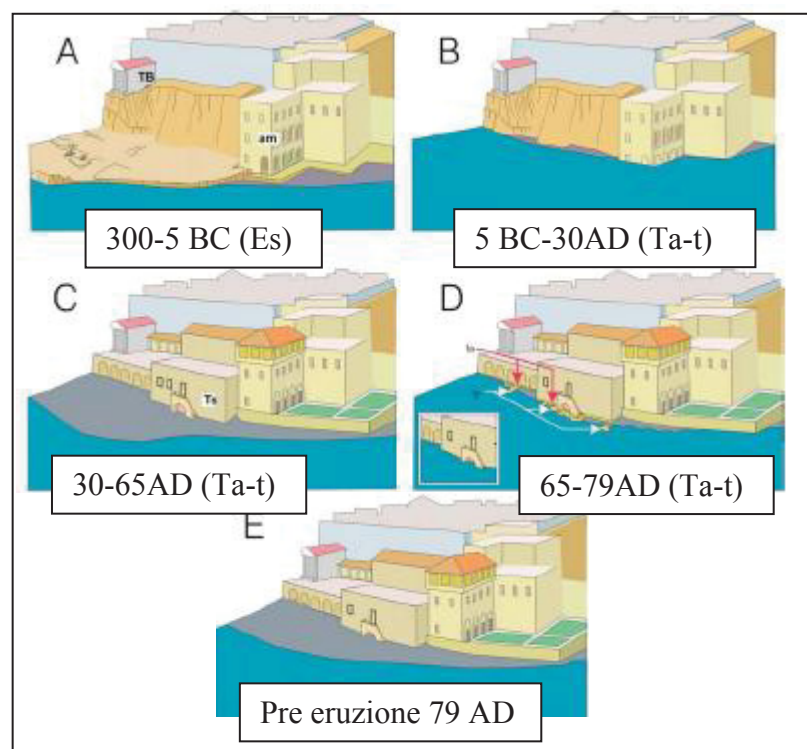
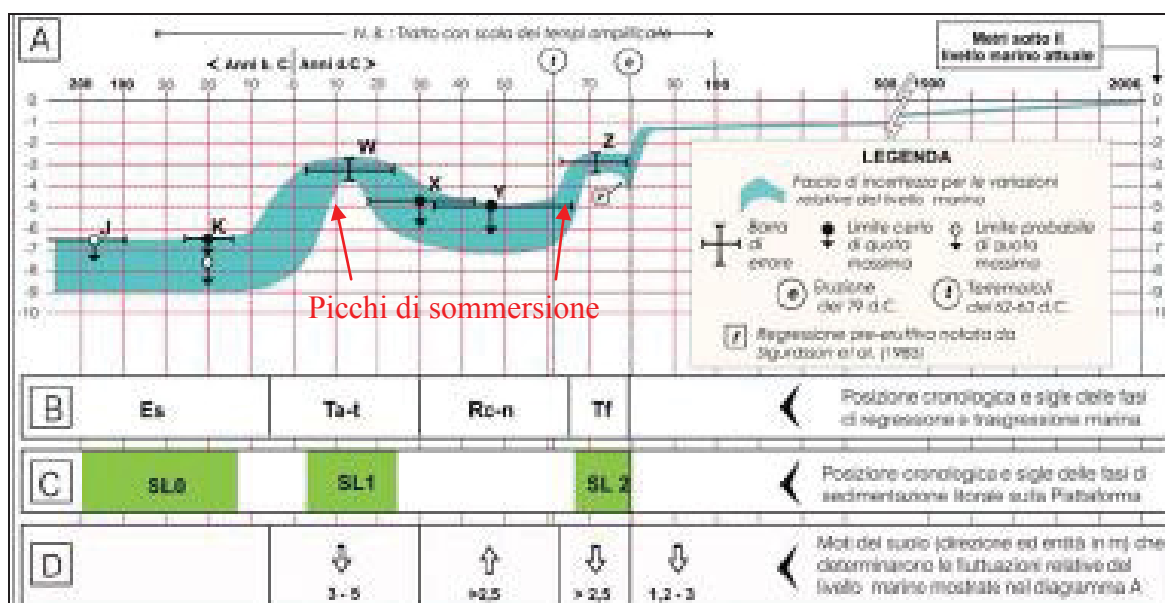


Figura 2.36 - Evoluzione paleoambientale della zona di Ercolano (Cinque e Irollo, 2008; Cinque et al., 2009, modificata).



Figura 2.37 - Tracce di estrazione del Tufo Rossiccio sulla piattaforma prospiciente la scarpata costiera di Ercolano (Cinque e Irollo, 2008; Cinque et al., 2009).



2.5.5. La costa tra Oplontis e Stabiae (Torre Annunziata e Castellamare di Stabia)

La ricerca geoarcheologica del settore costiero compreso tra l'antica Oplontis (attuale Torre Annunziata) e Stabiae (attuale Castellamare di Stabia) è iniziata con il lavoro presentato in Cinque e Russo (1986) ed è proseguita nella tesi di dottorato di Irollo (2005). In particolare la ricerca di Cinque e Russo (1986) si è basata sull'analisi geomorfologica del settore occidentale della Piana del Sarno integrata da una valutazione critica di alcune stratigrafie di pozzi e da una rivisitazione di dati archeologici rinvenuti nella zona. Le indagini effettuate dagli autori sono state sintetizzate nella ricostruzione del possibile andamento della linea di riva del 1st secolo AD e dall'evoluzione paleoambientale di questo settore costiero a partire dalla trasgressione Versiliana (Fig. 2.39). Gli autori hanno ricostruito che durante il massimo dell'ingressione Flandriana la linea di riva era posta a circa 3km, nel suo punto più interno, dalla costa attuale. Essa correva lungo l'asse W-E individuato dalle località di S. Abbondio – Messigno e Petrarò collocandosi al piede di un'antica falesia. Quest'ultima è attualmente inattiva e presenta le sue massime quote (+ 40 m slm) nella zona di Castellamare di Stabia. Qui, sul suo ciglio sono stati rinvenuti resti di alcune ville patrizie dell'Antica Stabiae sepolte dai prodotti dell'eruzione del 79 AD. Procedendo verso est la scarpata costiera diventa più bassa in particolare lungo il limite occidentale dell'antica Pompei e nella zona di Capo Oncino nei pressi dell'antica Oplontis dove presenta una quota compresa tra i 10 e 25 m a slm. Nei pressi di Messigno la scarpata tende a scomparire nella piana. La differenza di altezza della scarpata ha indotto gli autori ad avanzare ipotesi della sua fossilizzazione in momenti diacroni dalla graduale progradazione della Piana del Sarno. Un primo momento di avanzamento della linea di costa risalirebbe secondo gli autori al 6th secolo BC. In questo periodo la linea di riva avanzò in corrispondenza dell'allineamento Bottaro-Pioppaino. Questo avanzamento è segnato dalla formazione di un cordone litorale che ha reso inattivi i tratti della falesia in corrispondenza sia di Pompei che di Stabiae. In questo scenario l'area retrostante il cordone andò progressivamente colmandosi mentre in quella antistante si sviluppò una barra costiera che limitò una fascia lagunare. Questo nuovo periodo di progradazione contribuì ad inattivare i tratti delle falesie a valle di Oplontis e Stabiae. All'eruzione del 79 AD è da attribuire secondo gli autori il colmamento dell'area lagunare.

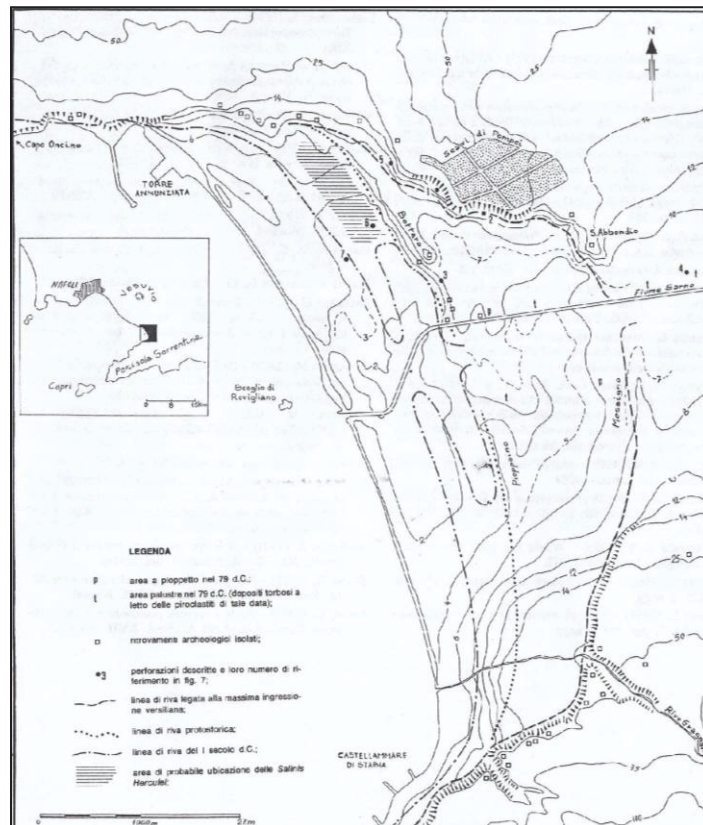


Figura 2.39 - Evoluzione paleoambientale della piana del Sarno (Cinque e Russo, 1986).

Capitolo 3: Dalla disamina critica dei dati di letteratura all'acquisizione di nuovi dati e relative interpretazioni

3.1. Ricostruzione topografica e lineamenti geomorfologici del territorio di Napoli

Le valutazioni geomorfologiche, l'ubicazione dei sondaggi geologici e geoarcheologici utilizzati, le ricostruzioni paleogeomorfologiche e paleoambientali che si sono eseguite in questo studio hanno necessitato in prima analisi di un'elaborazione di dettaglio della topografia del territorio cittadino di Napoli compreso tra il Golfo di Napoli a sud, i Colli Aminei a nord, la Dorsale di Posillipo ad ovest e l'asse piazza Garibaldi-Arenaccia ad est. A causa della forte urbanizzazione del territorio comunale, anche le più recenti basi cartografiche mostrano solo una serie di punti quotati e pochissime curve di livello con equidistanza di 1m presenti solo nella zone di Capodimonte e San Martino. Una sì fatta cartografia non consente una valutazione geomorfologica dell'area in esame, pertanto è stato necessario procedere con la costruzione ex novo di una base topografica da cui partire. L'elaborazione di una dettagliata carta topografica è iniziata dalla gestione della cartografia disponibile per il comune di Napoli. In particolare sono stati adottati i Fogli della carta topografica del Comune di Napoli in scala 1:1000 della serie planoaltimetrica eseguita dalle imprese SACIF- Napoli, FONDEDILE s.r.l., AQUATER s.p.a., S.T.R.- Napoli, realizzata a partire da un rilievo aerefotogrammetrico del 1992. Il data set di input per l'elaborazione del Modello Digitale del Terreno è stato organizzato a partire da un processo di estrazione digitale gestito da un programma GIS dei punti quotati e delle poche curve di livello presenti nella cartografia utilizzata (Fig. 3.1).

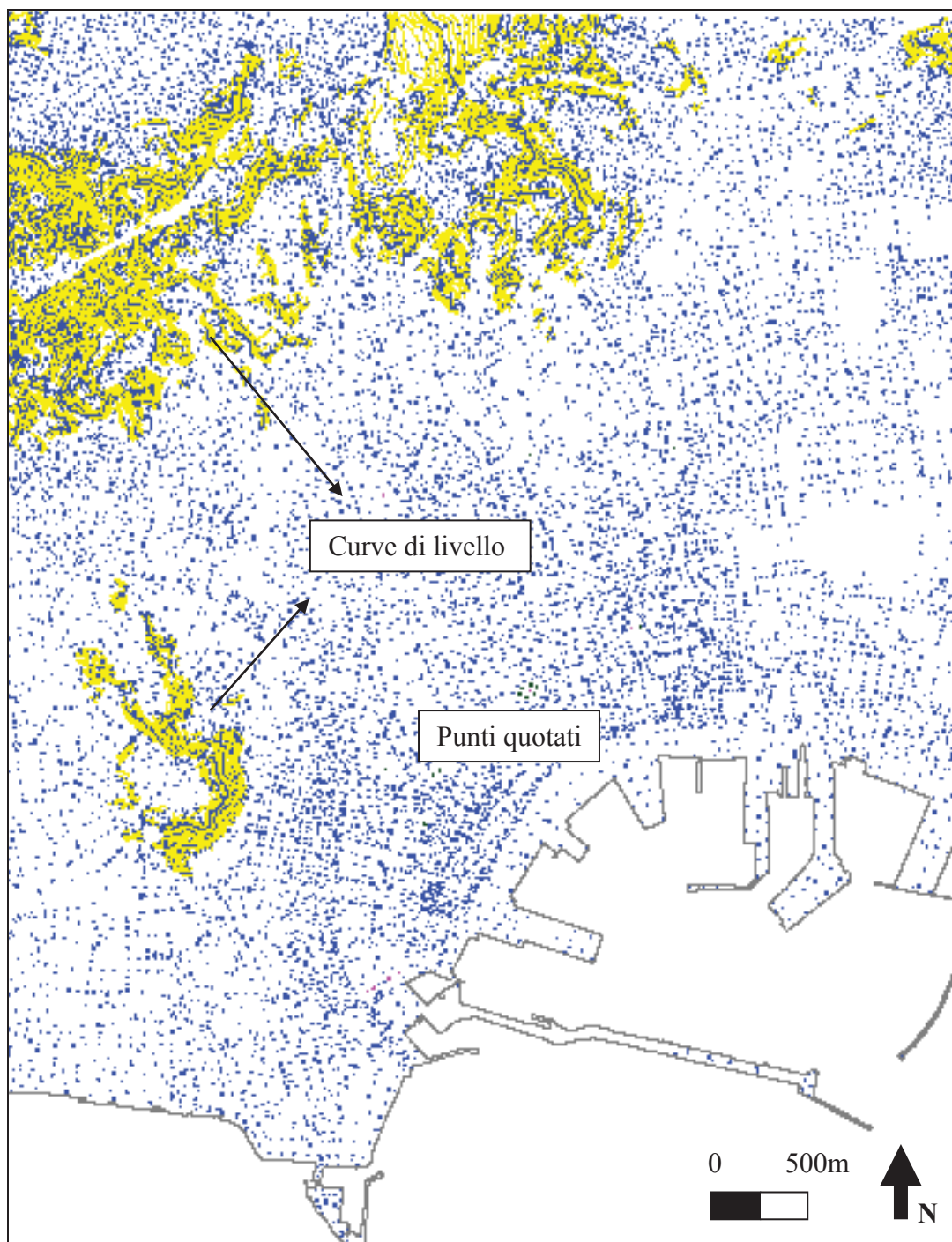


Figura 3.1 - Data input per l'elaborazione del DEM estratto dalla cartografia del comune di Napoli in scala 1:1000.

Ogni dato di input all'interno del dataset risulta correlato di coordinate piane X e Y, rappresentati latitudine e longitudine nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga e di una coordinata Z rappresentante la quota assoluta. Questi dati sono stati integrati con altri ottenuti da un rilievo fotogrammetrico (1:11500) effettuato durante gli anni '90 commissionato dal Dipartimento per gli Interventi Post Sisma in Campania e Basilicata (Atalnte di Napoli per il centro storico, 1992) (Fig. 3.2).



Figura 3.2 - Punti quotati provenienti dal rilievo fotogrammetrico (1:11500) effettuato durante gli anni '90 commissionato dal Dipartimento per gli Interventi Post Sisma in Campania e Basilicata (Atalnte di Napoli per il centro storico, 1992).

Una volta definito il data input da cui partire si è passati alle valutazioni concernenti il metodo più idoneo per l'elaborazione del DEM. La procedura di interpolazione scelta è ricaduta sul metodo "Topo to Raster" implementato nel sistema di gestione cartografica digitale utilizzato (Arc Gis 9.3) (Per ulteriori dettagli sui Modelli Digitali del Terreno e sulle caratteristiche del metodo di interpolazione usato, si veda par. 1.3.1). Il risultato ottenuto dalla prima interpolazione (cell size: 5m) ha mostrato la presenza di diverse anomalie connesse a punti quotati fuori terra (Fig. 3.3).

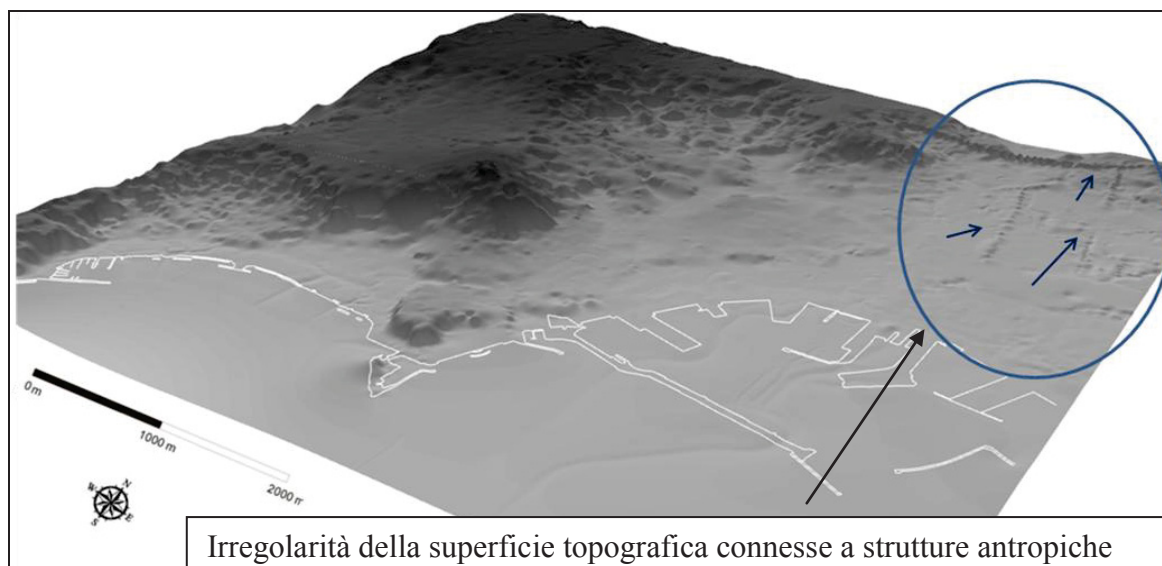


Figura 3.3 - DEM con anomalie morfologiche superficiali legati a manufatti antropici.

Pertanto per eliminare queste irregolarità, sono stati elisi dal dataset i punti connessi a manufatti antropici quali, rilevati, tetti di palazzi, sottopassaggi, etc. e si è proceduto con la definitiva elaborazione del DEM sul quale è stata riportata la toponomastica essenziale, il tessuto urbano principale ed i cantieri della metropolitana aperti tra il 2003 e il 2013 (Fig. 3.4).

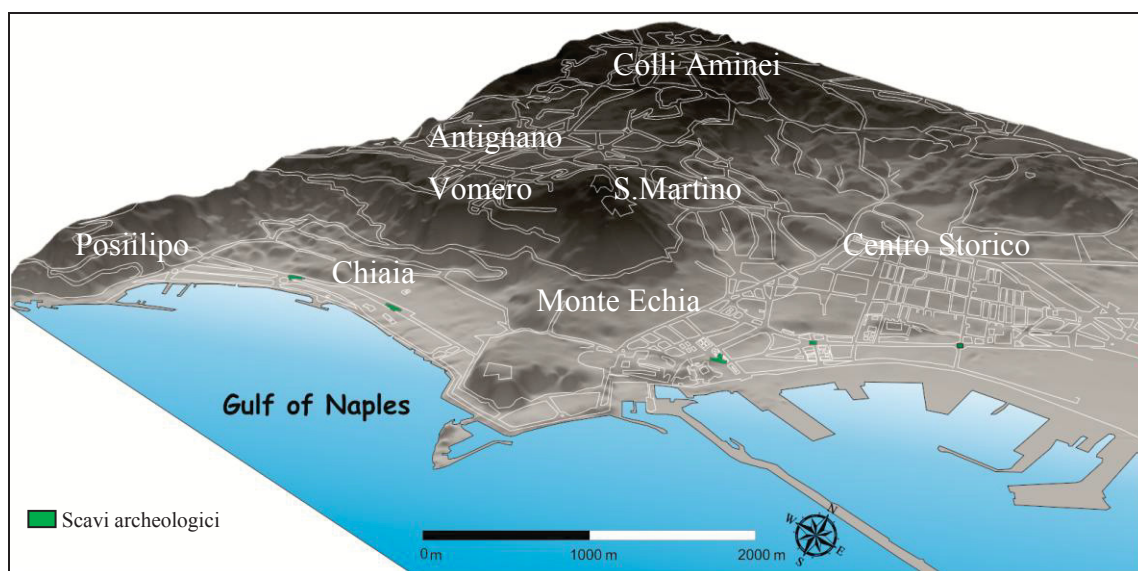


Figura 3.4 - DEM di Napoli (cell size:5m) epurato dalle irregolarità connesse a strutture antropiche, sul quale sono ubicati il tessuto urbano e la toponomastica essenziali (Zenithal angle 45°, Isometric rendering, Roll angle 0°, Pitch angle 30°).

Il DEM ottenuto è stato usato come data input per elaborare una mappa a curve di livello con un'equidistanza tra le isoipse di 1 m attraverso la funzione di *contouring* (Fig. 3.5). Infine con la tool di *slope* a partire dal DEM è stato possibile ottenere una carta clivometrica di estremo dettaglio (Fig. 3.6) (Per i dettagli relativi alle modalità di elaborazione della carta clivometrica si veda par. 1.3.1). Le classi di pendenza sono state accorpate in 11 gruppi che dessero un chiaro contributo alla valutazione dell'assetto topografico dell'area analizzata. In generale l'assetto e l'evoluzione della morfologia superficiale dell'intero territorio di Napoli così come risulta dalla letteratura, dalle rappresentazioni del Modello Digitale del Terreno e dalle carte topografica e clivometrica prodotte dalla scrivente si presentano fortemente condizionati dal concorso di dinamiche vulcano-tettoniche che nel tardo Quaternario hanno determinato la base della genesi del paesaggio collinare e dai processi erosivo-deposizionali che hanno modellato il paesaggio comportando l'incisione dei versanti e la formazione della piane costiere post Würmiana. Nel tardo Olocene a questi processi naturali si sono intersecate le pressioni antropiche che hanno comportato una progressiva e sempre più intensa urbanizzazione, una modifica del naturale reticolo idrografico e un'asportazione di molto materiale vulcanico affiorante nella zona per scopi edili.

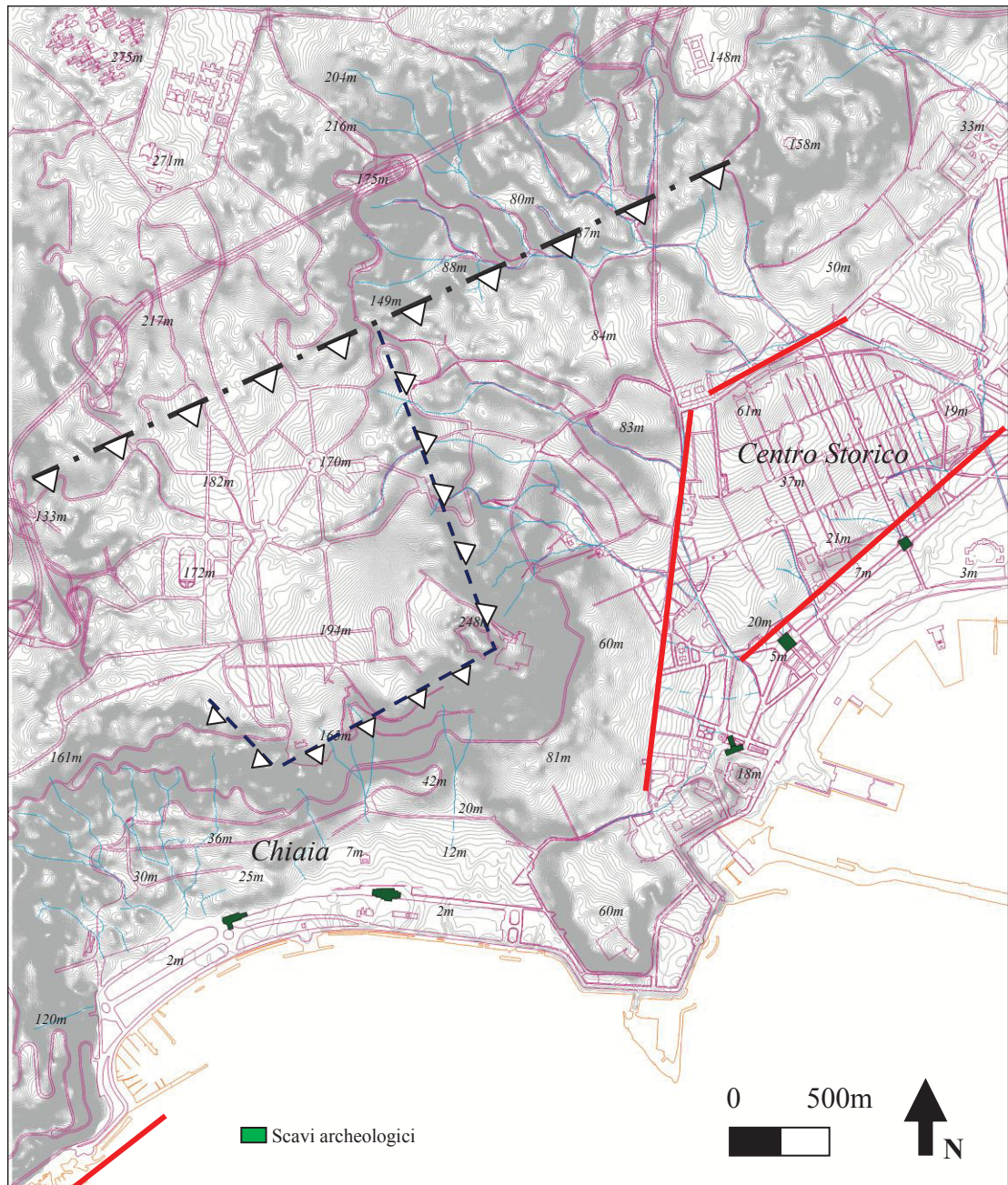


Figura 3.5 - Carta topografica di parte della città di Napoli oggetto di studio; equidistanza tra le isoipse pari ad 1m. Linee rosse: possibili tracce di alcune delle principali faglie desunte da dati geologici e stratigrafici (Ruello 2008; Amato et al., 2009; Cinque et al., 2011); linea nera punto-tratto: possibile bordo calderico dell'IC proposto da Orsi et., al 1996; linea blu in tratteggio: possibile bordo calderico dell'IC proposto da Perrotta et al., 2006.

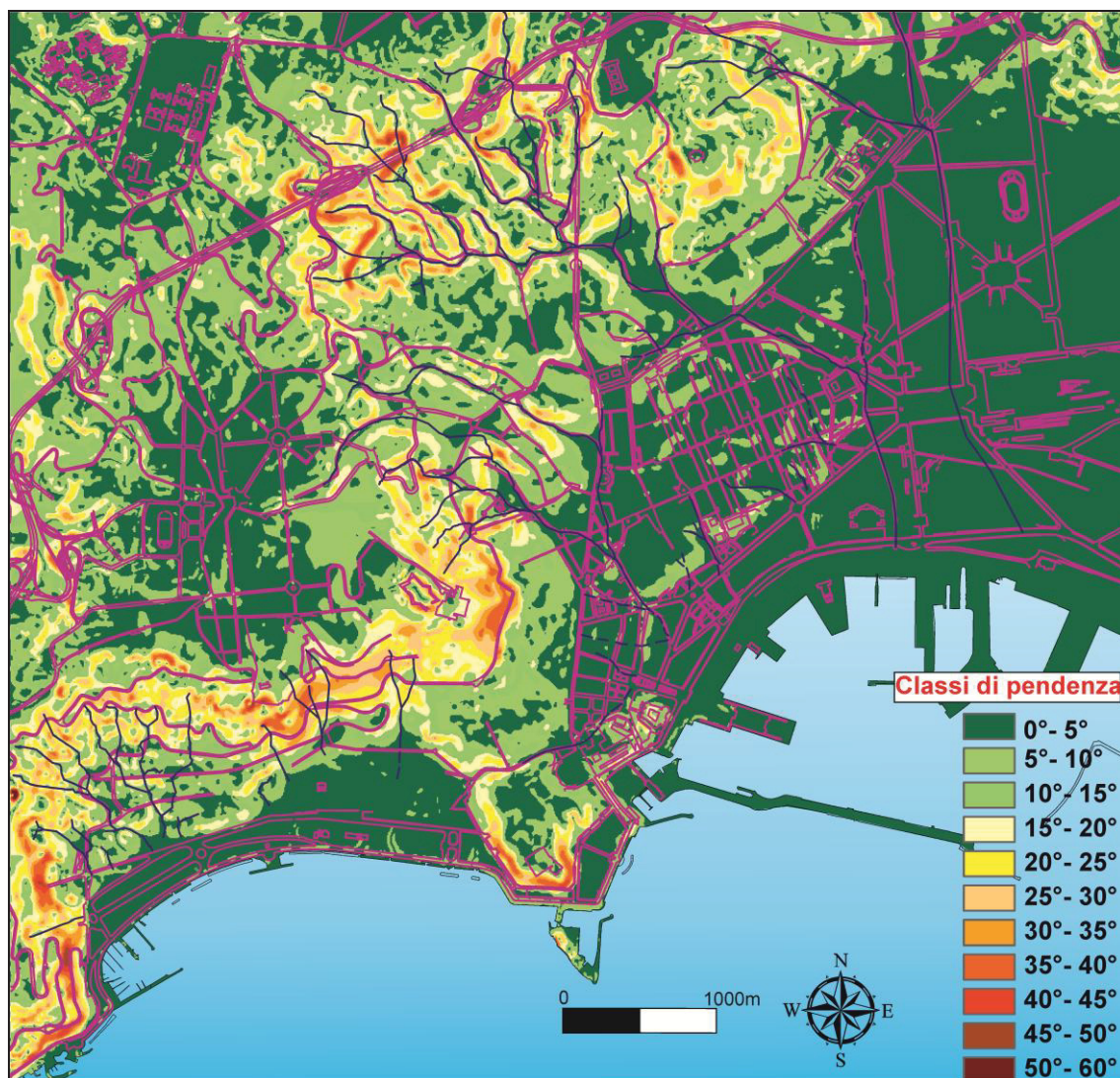


Figura 3.6 - Carta clivometrica parte della città di Napoli oggetto di studio.

L'assetto topografico ricostruito nei tre elaborati in Figg. 3.4, 3.5 e 3.6 è stato inquadrato nella ricostruzione delle tappe della genesi e del modellamento del paesaggio dell'intera città di Napoli proposta da Ruello (2008) e ripreso in Amato et al. (2009). In particolare partendo dal settore nord occidentale della porzione di Napoli esaminata dalla scrivente, si riconosce il pianoro di Antignano. Esso presenta una topografia piuttosto dolce con delle pendenze generalmente comprese tra 0°-15°. La sua genesi risulta essere connessa all'azione della scarpata vulcano-tettonico legata a lineamenti attivi perlopiù prima della messa in post del TGN (Ruello, 2008; Amato et al., 2009). Tale scarpata si colloca immediatamente a nord del pianoro di Antignano e con un'orientazione NE-SW interessa le zona del Vomero e di Capodimonte. Essa è identificata da Orsi et al. (1996) come il bordo rettilineo della caldera dell'IC collegante i Camaldoli a Poggioreale. Come appare chiaramente dal DEM e dalla carta topografica tale scarpata è fortemente dissecata lungo il versante di Capodimonte retrostante il

Pendino. Qui in corrispondenza delle testate delle aste torrentizie la scarpata presenta un vistoso incremento dell'acclività rispetto alla zona a ridosso delle cliniche, mostrando valori compresi tra 15° e 45° . Immediatamente a nord della scarpata, presso le cliniche, la morfologia della superficie ritorna a mostrare un profilo dolce compreso tra 0° - 15° ed è rappresentativa del fianco esterno del relitto morfologico del vulcano Archiflegero (*Rittman, 1950*). Al contrario, secondo quanto ricostruito in Perrotta et al. (2006) e ripreso in Scarpati et al. (2013) il collasso calderico interessante l'IC e i tufi Antichi (vents del distretto di Chiaia: Parco Grifeo, Parco Margherita, Funicolare di Chiaia) ha formato la scarpata che borda i lati sud ed est della collina del Vomero e di San Martino, il lato sud di Capodimonte e quelli sud ed ovest dei Camaldoli. Da quanto ricostruito dalla carta della pendenze, in corrispondenza del versante della collina del Vomero e di San Martino il bordo calderico sensu Perrotta et al. (2006) presenta valori di acclività compresi tra i 30° e 45° . Con la messa in posto del TGN si giunge alla formazione della Dorsale di Posillipo che ne costituisce il bordo calderico orientale (*Pappalardo et al., 1999*). Come si vede dal DEM e dalla carta clivometrica il profilo di tale dorsale risulta molto acclive con pendenze che superano i 20° . A partire dalla zona di Mergellina il lato orientale della dorsale si conforma in una falesia rettilinea bordata dal più volte citato sistema antiappenninico della MSFZ attivo durante il Tardo Pleistocene ed il Quaternario (*Milia et al., 1998; Bellucci, 1994; Bruno et al., 2003*). Il TGN oblitera anche i prodotti correlabili al vent del Chiatamone ascrivibili al periodo eruttivo compreso tra 39ka e 15 ka (*Cole et al., 1994; Scarpati et al., 2013*). Qui, i versanti del Monte Echia presentano un'acclive scarpata che si attesta intorno ai 30° e 45° sui lati occidentale, meridionale ed orientale. La carta a curve di livello mostra andamenti piuttosto rettilinei delle isoipse in corrispondenza dei lineamenti tettonici lungo: la base del versante orientale di Vomero-Monte Echia (orientazione NE-SW) e i margini settentrionale, orientale e meridionale del Pendino (orientazioni: NNE-SSW e NE-SW). La carta topografica e quella delle pendenze segnalano rispettivamente un'altezza della scarpata meridionale che borda il Pendino di circa 15m e un'acclività di circa 15° . Probabilmente così come ricostruito in Ruello (2008) e Amato et al. (2009) i lineamenti tettonici che bordano il Pendino si sono attivati durante il periodo compreso tra l'eruzione del TGN e 5ka e sono riconducibili al complesso di faglie della MSFZ (*Milia et al., 1998; Bellucci, 1994; Ruello, 2008; Amato et al., 2009*). L'azione delle faglie ribassanti il Pendino ha comportato l'approfondimento dei valloni che dissecano il versante di Capodimonte. Come ricostruito dal DEM e dalla carta delle pendenze i

torrenti incidono fortemente il versante: i valloni presentano la classica morfologia a V come mostrato dalle isoipse. Le loro pendenze raggiungono valori molto elevati, come su detto, specie nelle zone di testata. Sempre al periodo compreso tra 15 e 5 ka secondo Ruello (2008) e Amato et al. (2009) sarebbero riconducibili i fenomeni di spianamento marino delle morfologie terrazzate che si rinvencono a varie altitudini lungo il pendio di Chiaia. A partire dall'Olocene Medio l'area in esame è interessata, come verrà approfondito nel prosieguo della tesi, da una progradazione della costa antistante sia il pendio di Chiaia che la paleofalesia in corrispondenza del bordo meridionale del Pendino (cfr 3.2 e 3.3.4).

3.2. La Baia di Chiaia

3.2.1 Geologia e Geomorfologia della Baia di Chiaia: disamina della letteratura e nuove ricostruzioni

La produzione scientifica del secolo scorso tesa all'analisi stratigrafica dei depositi vulcanici sui versanti retrostanti l'attuale fascia costiera di Chiaia, ha messo in luce una vivace attività vulcanica compresa tra la dorsale di Posillipo e Monte Echia, precedente l'eruzione del TGN (*Johnston – Lavis, 1888 e 1889; Scherillo, 1957; Capaldi et al., 1987; Scherillo e Scherillo, 1990*). Tali studi mostrano la presenza di corpi di lava trachitica al di sotto delle colline del Vomero e Posillipo. Numerose risultano le descrizioni dei depositi piroclastici ascrivibili all'eruzioni precedenti la messa in posto del TGN nei lavori presenti nel secolo scorso. Tuttavia come esaminato nel lavoro di Cole et al., 1994 la correlazione stratigrafica tra i depositi piroclastici pre TGN identificati dai diversi autori risulta piuttosto variabile (Fig. 3.7).

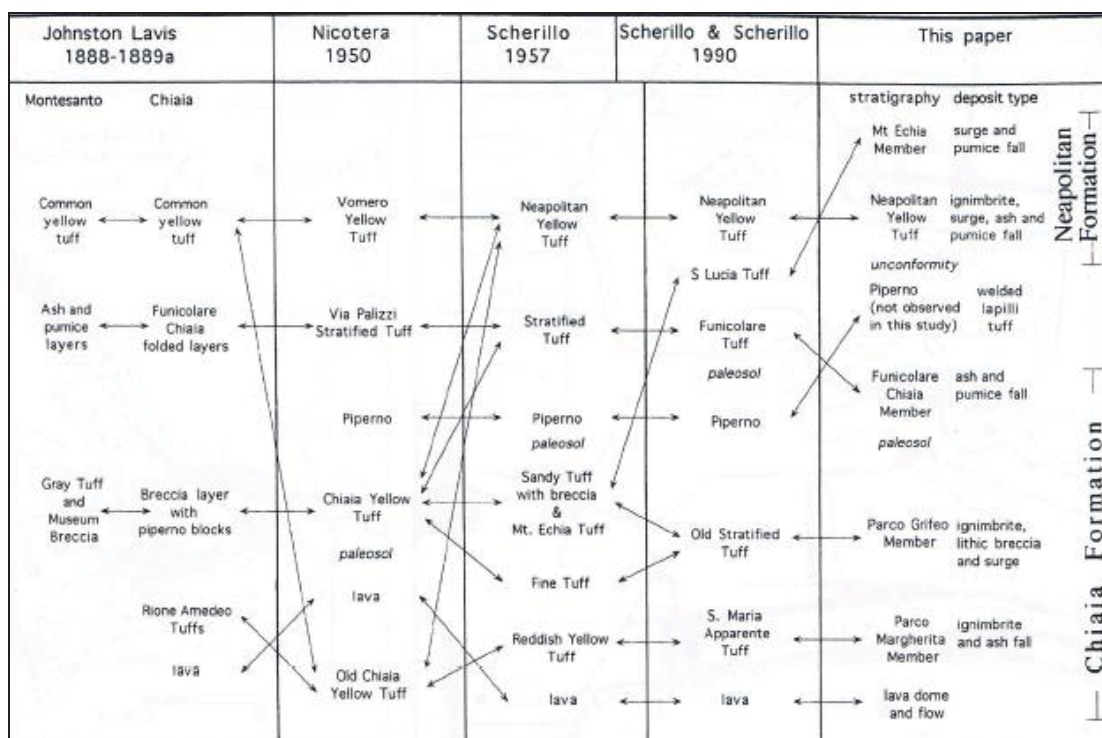


Figura 3.7 - Depositi pre TGN descritti da vari autori e correlazioni stratigrafiche indicate dalle frecce (Cole et al., 1994).

Solo di recente l'intera città di Napoli è stata considerata come facente parte integrante del distretto dei Campi Flegrei sulla base di analoghe caratteristiche vulcaniche che includono la presenza di vents monogenici, una porzione del bordo calderico dell' IC e rari duomi di lava (*Cole et al., 1994; Perrotta et al., 2006*).

In particolare nuove e dettagliate descrizioni delle stratigrafie esposte lungo: via Parco Margherita, Parco Grifeo, corso Vittorio Emanuele all'entrata della funicolare di Chiaia, San Sepolcro e San Martino forniscono una ricostruzione dettagliata del vulcanismo eruttivo in particolar modo di quello precedente l'eruzione del TGN (*Cole et al., 1994; Perrotta et al., 2006*). Secondo quanto proposto da Cole et al. (1994) sotto il nome di *Formazione di "Chiaia"* è possibile ascrivere i depositi di lava e di materiale piroclastico rinvenuti nelle stratigrafie riconosciute lungo le strade su menzionate. In particolare a Castel St. Elmo una lava trachitica è stata riconosciuta sotto il tunnel della Cumana; sempre sotto la Cumana in corrispondenza della Floridiana viene rinvenuto un corpo di lava largo 110 m; a circa 20 m slm è rappresentata una lava scoriacea esposta in occorrenza dei lavori di costruzione di un palazzo a Via Crispi (*Scherillo, 1957*); il nuovo tunnel della Circumflegrea ha messo in luce la presenza di una lava fratturata spessa 6 m in via Bonito la cui natura suggerisce la forma di un duomo; Guadagno, 1926 descrive due lave all'interno del tunnel della metropolitana al di sotto di Parco Grifeo. Le somiglianze delle lave hanno portato ad assimilarle allo stesso flusso (*Cole et al., 1994*). Dalla ricostruzione stratigrafica proposta in Cole et al. (1994), Perrotta et al. (2006) e Scarpati et al. (2013) le lave (duomo lavico di San Martino) sono precedenti i depositi piroclastici della *Formazione di "Chiaia"* individuati, a partire dalla base della ricostruzione stratigrafica proposta, dai membri di: *Parco Margherita, Grifeo e Funicolare di Chiaia*. Ciascuno di tali depositi piroclastici è ascrivibile ad eruzioni di tipo monogenico provenienti da omonimi vents disposti lungo il versante meridionale di Chiaia (Fig. 3.8a e b).

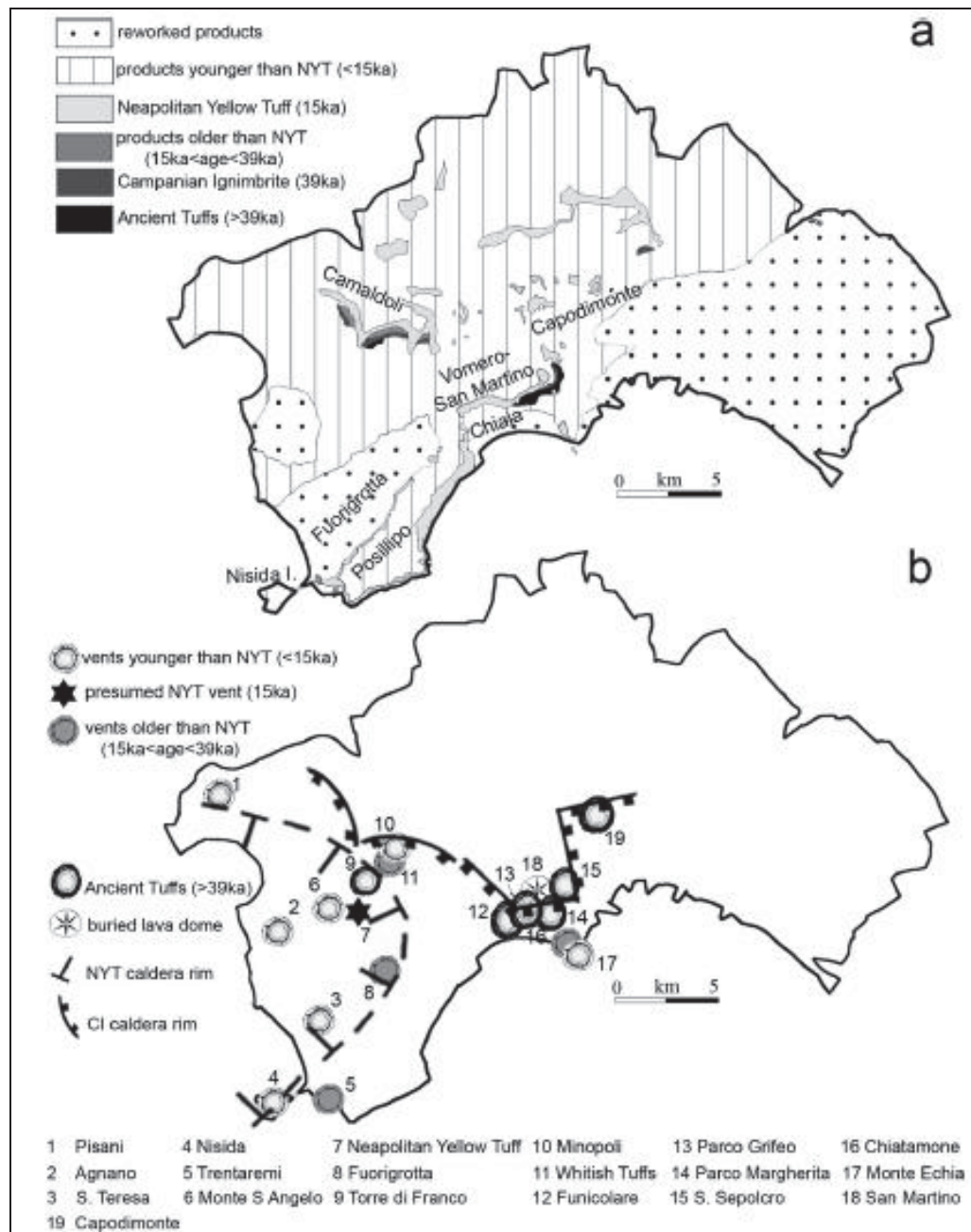


Figura 3.8 - a: Rappresentazione geologica di Napoli; b: Schema strutturale di Napoli con rappresentazione dei possibili bordi calderici dell'IC e del TGN e ubicazione dei vents raggruppati per cicli eruttivi (Scarpato et al., 2013).

La presenza a loro interno di lapilli accrezionali ha suggerito un comportamento freatomagmatico di queste eruzioni (Wohletz, 1983). I tre membri piroclastici della *Formazione di "Chiaia"* e i depositi di San Sepolcro e di un quinto vents a Capodimonte, il più orientale finora riconosciuto, vanno a costituire i cosiddetti *Tufi Antichi* (Rittman, 1950). Grazie alle analisi di datazione $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ condotte da Scarpato et al. (2013) su campioni provenienti da piccoli vents monogenici e da depositi di tefra più largamente diffusi è stato possibile chiarire la cronologia del periodo eruttivo dei

Campi Flegrei, in particolar modo per quello pre IC chiamato “Paleoflegrei”. La datazione di un campione del tefra inferiore di San Martino, sovrastante cronostatigraficamente il tufo di San Sepolcro e della *Formazione di “Chiaia”*, è risultata essere di circa 78,6 ka. L’eruzione dei tuff cones di *Parco Margherita*, *Grifeo* e *Funicolare di Chiaia* risultano pertanto precedenti 80ka (Scarpati et al., 2013) (Figg. 3.9 e 3.10).

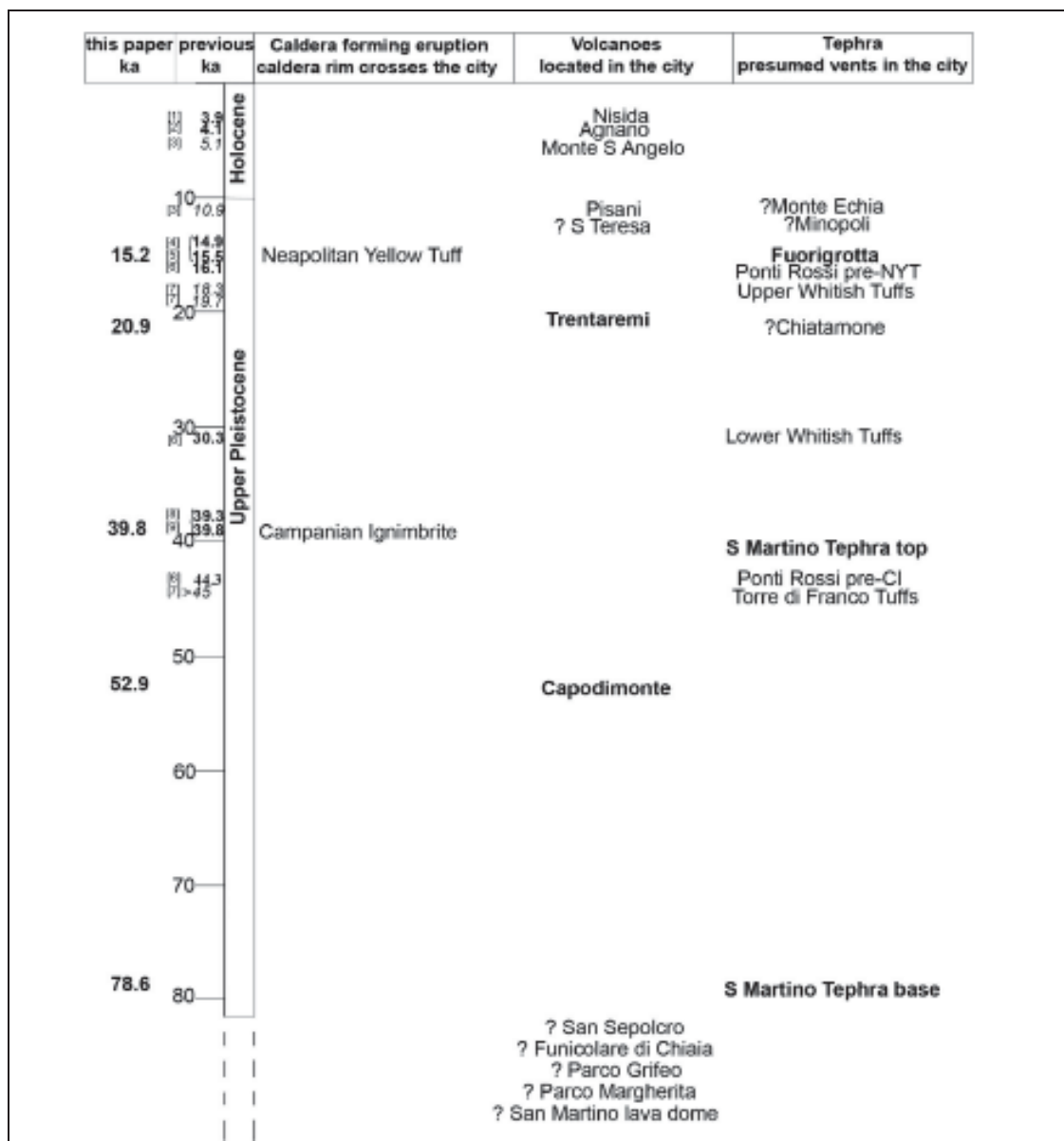


Figura 3.9 - Cronostratigrafia del Vulcanismo Napoletano dalle datazioni $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ e ^{14}C (Scarpati et al., 2013).

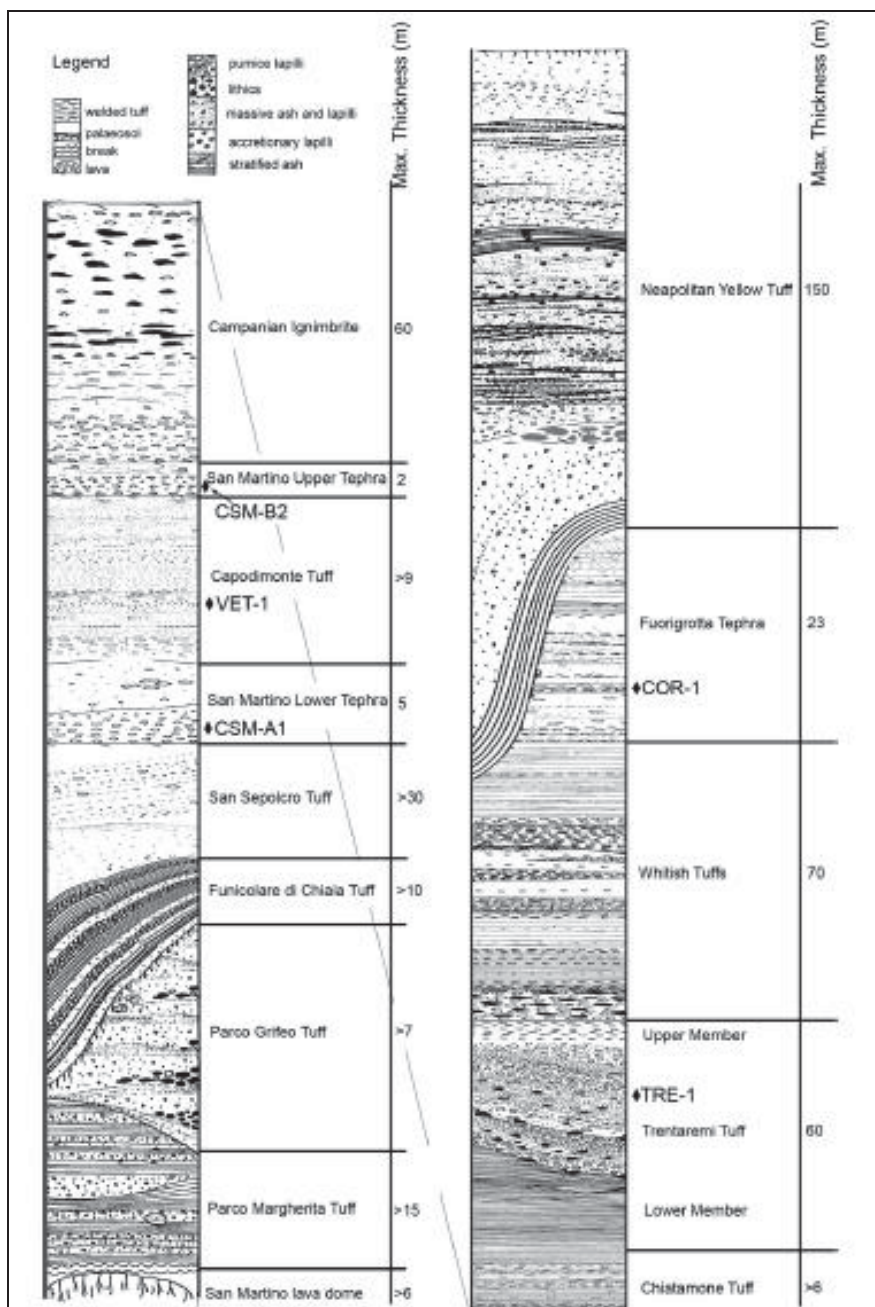


Figura 3.10 - Colonna stratigrafica composta dell'area Napoletana con l'indicazione dei campioni su cui sono state eseguite le datazioni (Scarpati et al., 2013).

I vents nel distretto di Chiaia sono ricoperti da depositi piroclastici probabilmente ascrivibili secondo Scarpati et al., 2013 ai Tufi di Torre Franco (> 42 ka BP; Alessio et al., 1973). Il deposito proveniente dai vents di Capodimonte è datato a circa 53 ka (Scarpati et al., 2013) (Fig. 3.10). Procedendo verso l'alto della colonna stratigrafica e cronostatigrafica in Fig. 2.10 si rinvencono i depositi ascrivibili all'eruzione dell'IC in facies prossimale (Breccia Museo) sui depositi piroclastici del Tefra di San Martino. È proprio sulla collina di San Martino che si rinviene la più completa sequenza dell'IC studiata da Rolandi et al. (2003). Nel lavoro di Perrotta et al. (2006) viene effettuato uno

studio volto alla ridefinizione del bordo calderico dell'IC all'interno del settore orientale della città di Chiaia. In particolare secondo Perrotta et al. (2006) e successivamente ripreso in Scarpati et al. (2013) il collasso calderico avrebbe tagliato i depositi sia dell'IC che dei tufi antichi generando acclivi scarpate che bordano il lato sud ed est della collina del Vomero-San Martino ed il versante meridionale della collina dei Camaldoli. Secondo quanto ricostruito in Perrotta et al. (2006) lungo una sezione geologica passante lungo San Martino ed orientata NW-SE il TGN poggia su una forte discordanza immergente 20° verso il basso topografico a valle di San Martino mentre copre in concordanza la successione antica al top della collina (Fig. 3.11c). Secondo gli autori il collasso avrebbe prodotto una scarpata anche nel settore occidentale della collina Vomero-San Martino collegando questo alto strutturale con l'affioramento Piperno-Breccia Museo dei Camaldoli. Sul lato occidentale della collina dei Camaldoli, l'IC non è esposta perché i depositi pre TGN sono completamente oblitterati dal TGN (Fig. 3.11b).

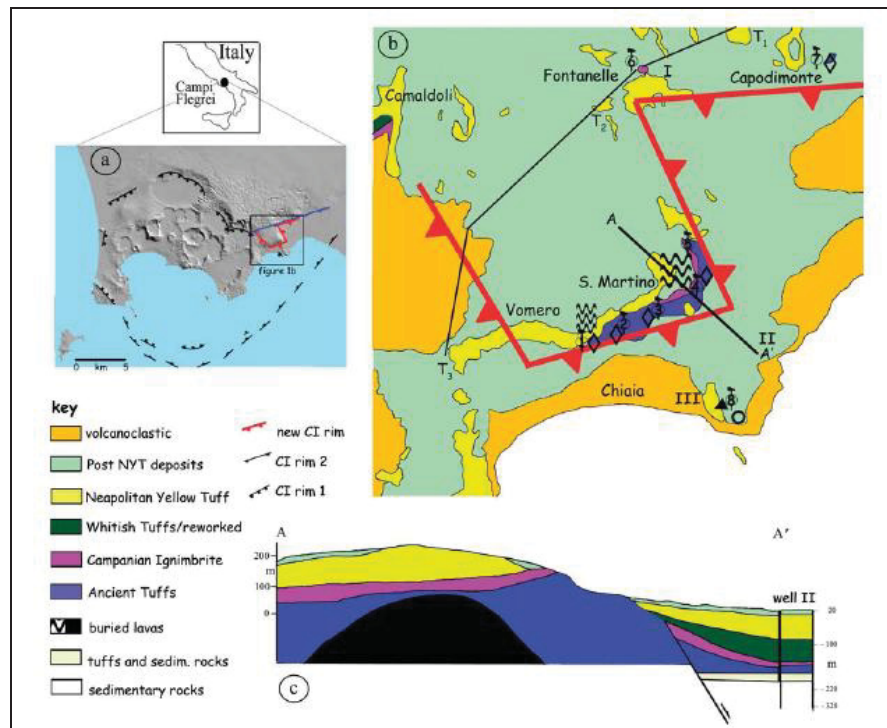


Figura 3.11 - a: Rappresentazione dei bordi calderici dell'IC: rim 1 Rosi e Sbrana, 1987, rim 2 Orsi et al., 1996 e new rim; b: Rappresentazione geologica di Napoli e bordo calderico dell'IC proposto da Perrotta et al., 2006; c: Sezione geologica lungo al collina Vomero-San Martino (Perrotta et al., 2006).

In riferimento all'attività compresa tra l'eruzione dell' IC e del TGN, nella zona di Chiaia si rivengono completamente oblitterati dal TGN, dei tufi stratificati che rappresentano la sequenza prossimale di ciò che resta del vents del Chiatamone. Anche

per ciò che riguarda l'attività recente nell'area di Chiaia è riconosciuto un vent. Si tratterebbe ancora una volta di un vulcano monogenico presso il Monte Echia. In Cole et al. (1994) vengono presentati degli sketch paleoevolutivi che delucidano le fasi dell'attività vulcanica pre TGN finora riassunte. La Fig. 3.12 mostra il paesaggio di Chiaia molto precedente la messa in posto del TGN. Esso è il risultato di un'intensa attività esplosiva ad opera di piccoli centri vulcanici, dei Tuff cones, localizzati a Chiaia che hanno permesso la messa in posto, come su detto, dei membri della *Formazione di "Chiaia"*.

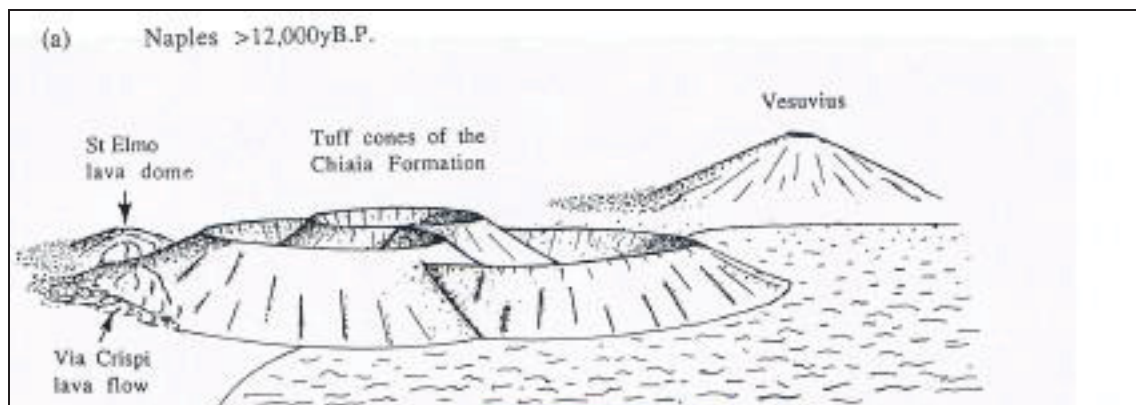


Figura 3.12 - Ricostruzione della zona di Chiaia precedente l'eruzione del TGN (Cole et al., 1994).

L'eruzione del TGN ha mascherato la morfologia dei Tuff cones che secondo Cole et al., 1994 dovevano apparire profondamente erosi sia dal deflusso idrico superficiale che dall'azione del moto ondoso (Fig. 3.13). I resti degli edifici vulcanici della Conca di Chiaia immediatamente precedenti l'eruzione del TGN sembrano configurarsi come due archi posti a monte di una stretta fascia costiera che va da Monte Echia a Mergellina.

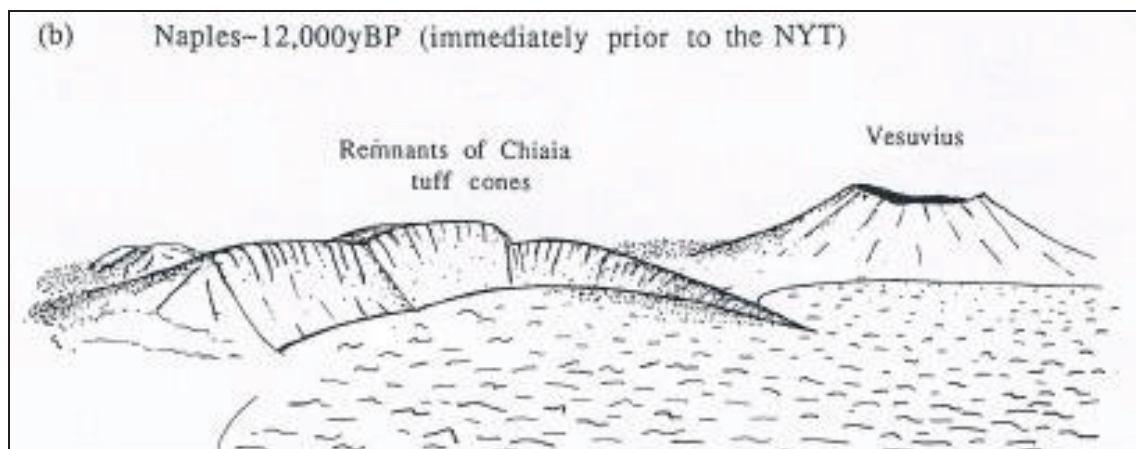


Figura 3.13 - Ricostruzione della zona di Chiaia immediatamente precedente l'eruzione del TGN (Cole et al., 1994).

Con la messa in posto di materiale piroclastico durante l'eruzione del TGN i versanti retrostanti la costa di Chiaia tendono ad aumentare notevolmente la propria energia di rilievo così come mostrato nell'ultimo schema evolutivo di Cole et al. (1994). Il paesaggio post TGN, rispetto al periodo immediatamente precedente l'eruzione mostra anche una vistosa progradazione della linea di costa il cui dettaglio evolutivo è oggetto del presente lavoro di tesi e sarà ampiamente discusso nei paragrafi che seguono. Da notare è inoltre la rappresentazione del vulcano di Monte Echia (Fig. 3.14).

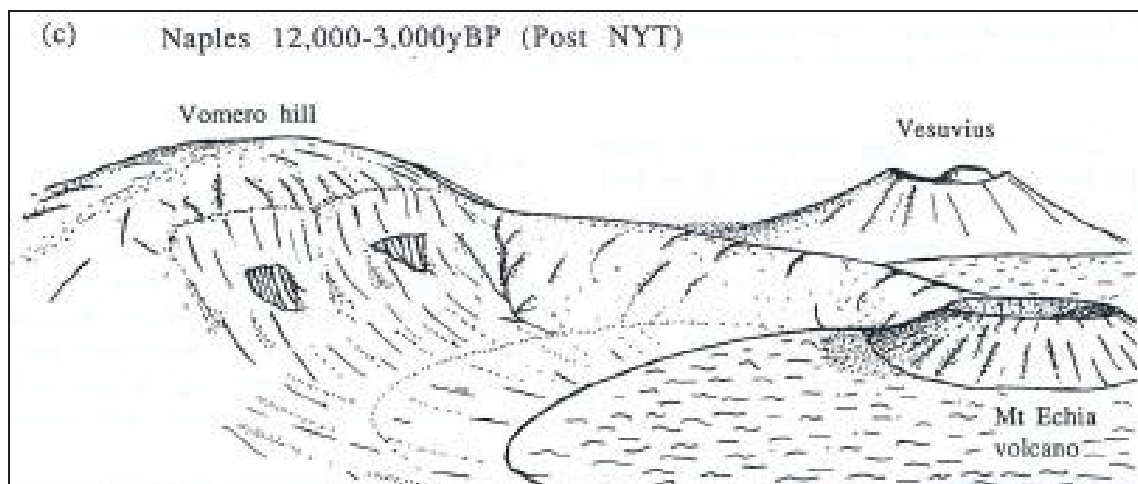


Figura 3.14 - Ricostruzione della zona di Chiaia post eruzione del TGN (Cole et al., 1994).

Gli schemi paleogeografici proposti da Cole et al. (1994) non tengono conto delle posizioni glacio-eustatiche del mare nel periodo considerato che possono senza dubbio avere influenzato le dinamiche esogene, l'assetto delle geomorfologie ed in particolare l'energia di rilievo locale, soprattutto nel periodo che precede la messa in posto del TGN in cui il livello marino è in posizione di basso glacioeustatico (-120 m s.lm.) (Schmiedt, 1972; Pirazzoli, 1987; Alessio et al., 1994; Barra et al., 1996; Morhange et al., 2001; Lambeck et al., 2004). Lo studio delle conoscenze precedenti su esposte sull'assetto geologico della Baia di Chiaia integrato con la ricostruzione topografica dell'area in esame realizzata con l'elaborazione del DEM, della carta a curve di livello e di quella clivometrica è confluito nella realizzazione di una carta geologica-geomorfologica del settore di Chiaia (Fig. 3.15). L'area è caratterizzata da una complessa morfologia risultato di processi di deposizione ed erosione, accompagnati dall'attivazione di faglie. La forma arcuata riconoscibile dalla topografia è verosimilmente riconducibile all'antica morfologia dei tuff cones pre-39 ka ricostruita nell'evoluzione del paesaggio proposta da Cole et al. (1994) e riassunta in precedenza, modificata dall'attività di faglie, evidenziate sulla carta da scarpate a controllo strutturale. Con i numeri da 1 a 5

della Fig. 3.15 sono indicati i prodotti vulcanici dell'attività prevalentemente flegrea: lave e tufi antichi pre eruzione dell'IC sono contraddistinti rispettivamente dalle campiture (1) e (2); la (3) rappresenta l'IC e la sua facies prossimale composta da breccia grossolana e da tufo grigio saldato al di sopra di (1) e (2); con la campitura (4) viene identificato il TGN e con la (5) i prodotti ascrivibili principalmente alla fase di attività recente dei Campi Flegrei e subordinatamente a quella del Vesuvio. Lungo la costa, la campitura in azzurro sta ad indicare i depositi marini e transizionali recenti che si interdigitano ai prodotti vulcanici Medio-Tardo Olocenici. La ricostruzione topografica ha inoltre mostrato la presenza di una diffusa rete drenante, distribuita in bacini idrografici (7) piccoli ed acclivi specie nelle zone di testata (20° - 35°), e di una possibile zona di conoidi alluvionali anastomizzate immediatamente a nord dell'area di San Pasquale. In riferimento alla carta geologico geomorfologica sono state costruite tre sezioni geologiche (Figg. 3.16, 3.17 e 3.18) grazie all'ausilio di sondaggi geologici realizzati negli ultimi 50 anni, al fine di comprendere meglio i rapporti verticali e laterali tra le litologie. Dalla ricostruzione della paleoidrografia si nota che il TGN affiora lungo le testate delle incisioni torrentizie che dissecano la Conca di Chiaia (Fig. 3.19). L'analisi geomorfologica ha inoltre mostrato la presenza di superfici suborizzontali poste a varie altitudine nel settore ovest della conca (8). Queste potrebbero essere riconducibili a terrazzi marini ma l'assenza di dati geologici di sondaggio e di superficie rende impossibile sia validare questa ipotesi che attribuire una precisa cronologia alle morfologie in oggetto. Infine con il simbolo (9) vengono mostrati i lineamenti tettonici principali riconosciuti nell'area ad orientazione SW-NE e NE-SW in linea con le faglie presenti nella caldera e nella Piana Campana. Questi lineamenti tettonici dislocano il TGN (cfr. sezione BB' ed AA') e forse anche piroclastiti in sede e rimaneggiate più recenti (cfr sezione AA') risultando quindi ad attività molto recente. Con i simboli (10) e (11) sono indicati rispettivamente i sondaggi geologici reperiti e le ubicazioni delle sezioni geoarcheologiche di dettaglio eseguite di cui si discuterà nei prossimi paragrafi. La freccia rappresenta invece la longshore current attiva in questo settore del Golfo di Napoli.

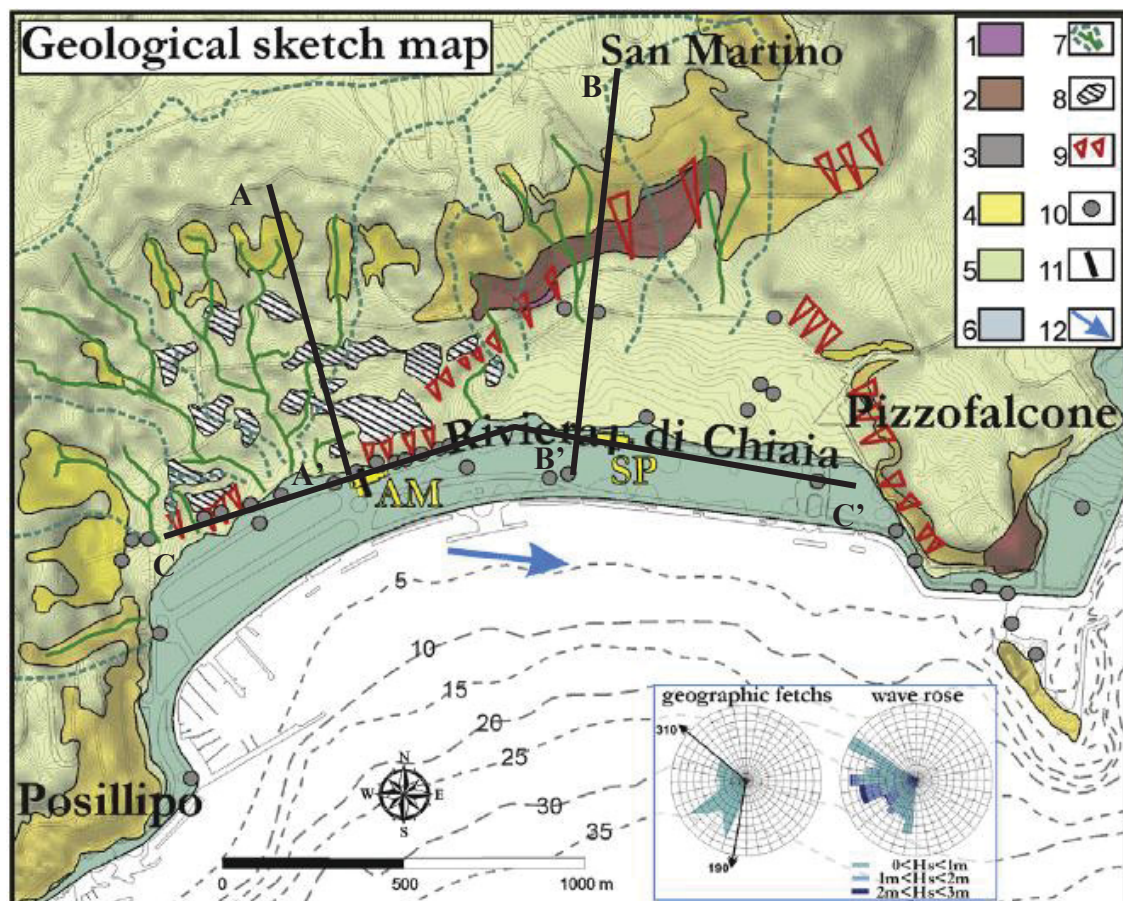


Figura 3.15 - Carta geologico-geomorfologica ricostruita per il settore di Chiaia; per la legenda vedi il testo (Romano et al., 2013).

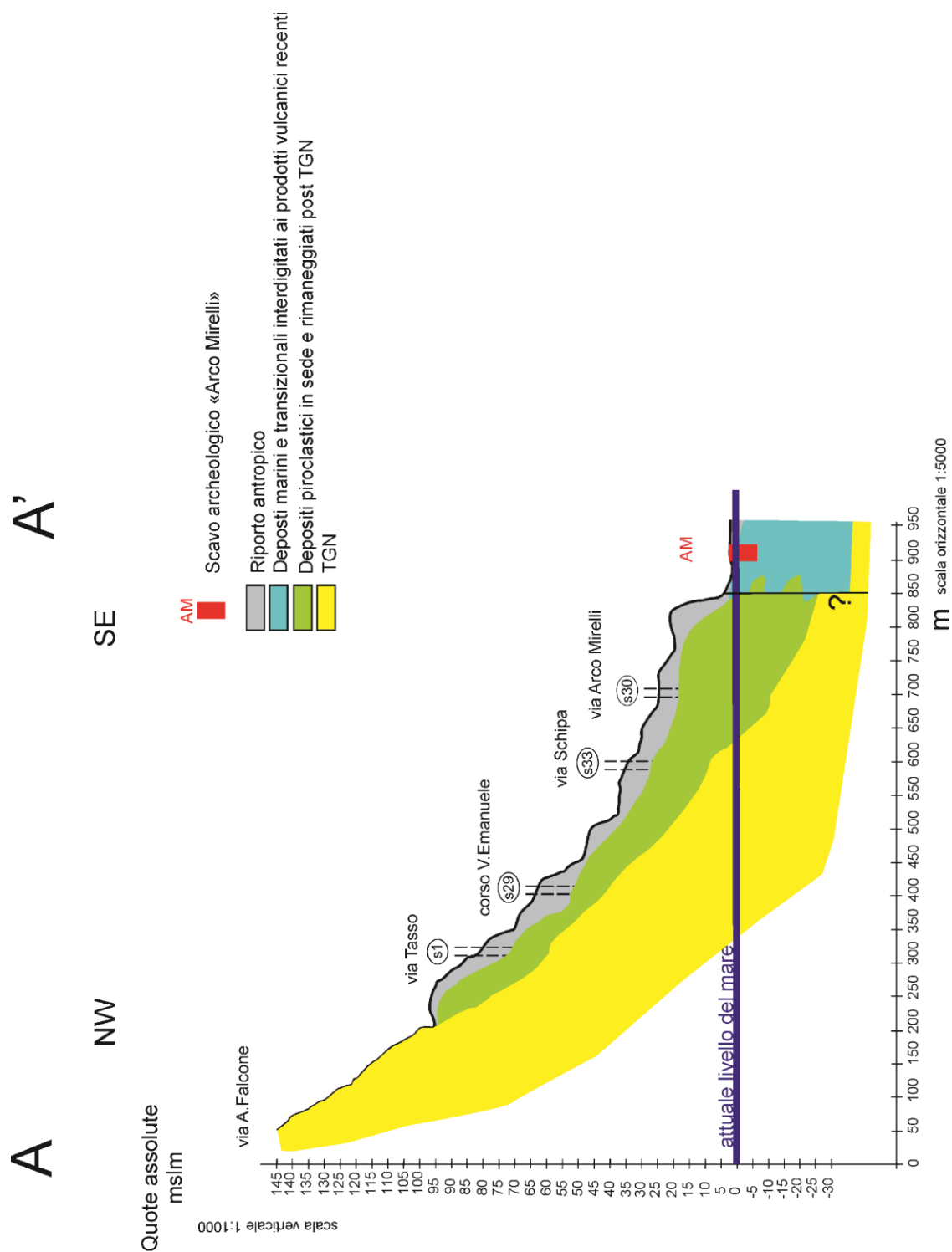


Figura 3.16 - Sezione geologica A-A'

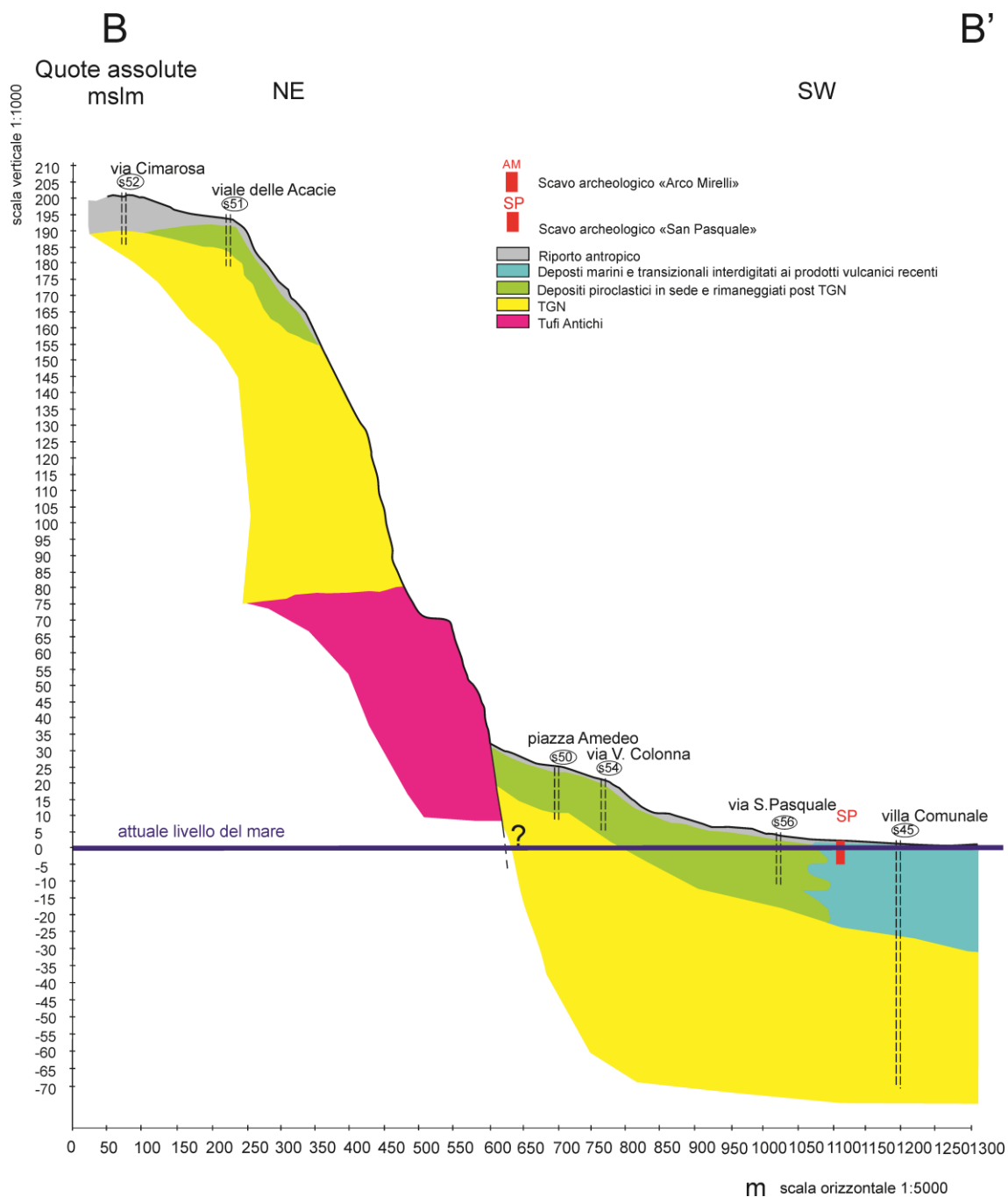


Figura 3.17 - Sezione geologica B-B'

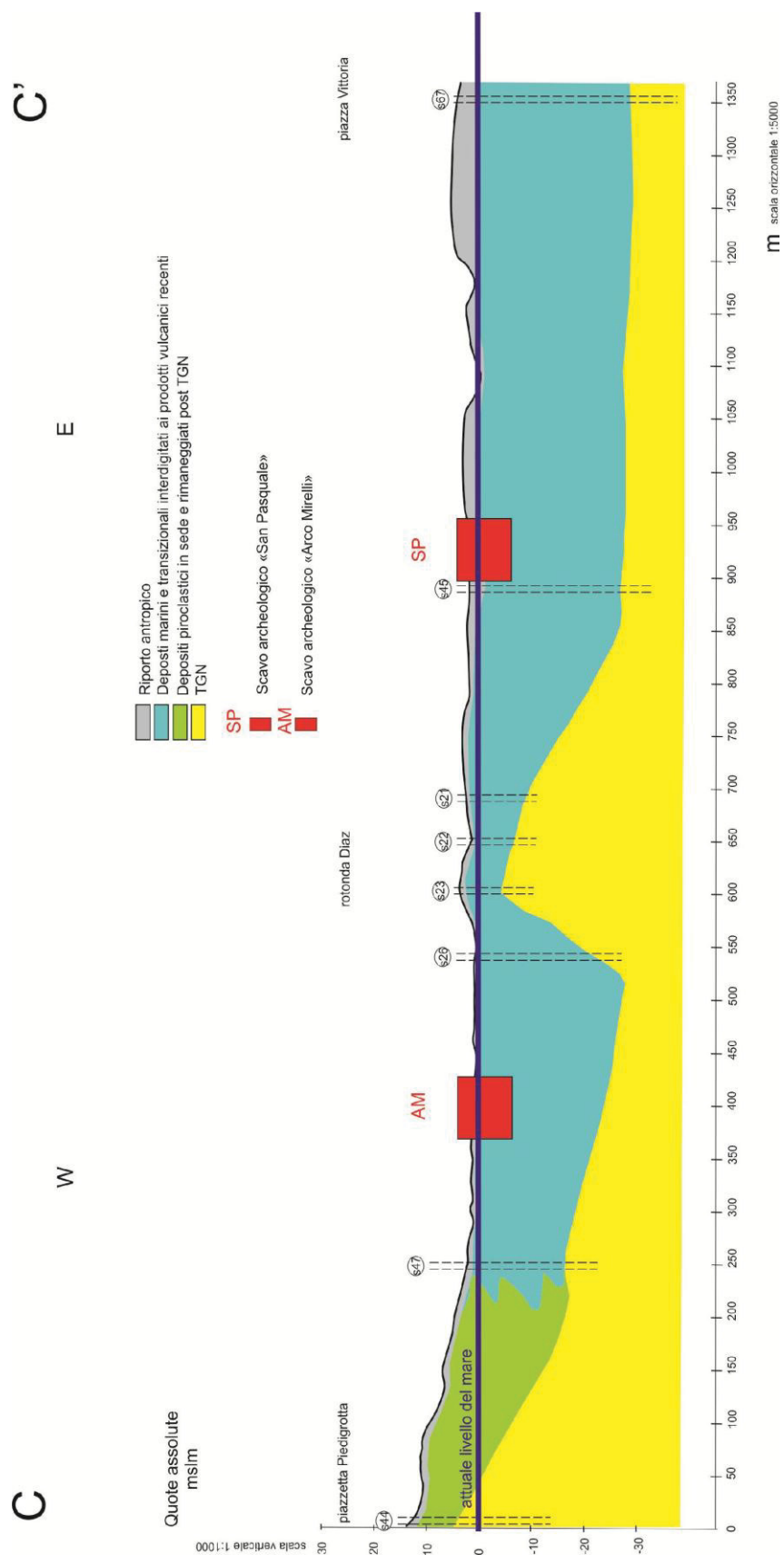


Figura 3.18 - Sezione geologica C-C'

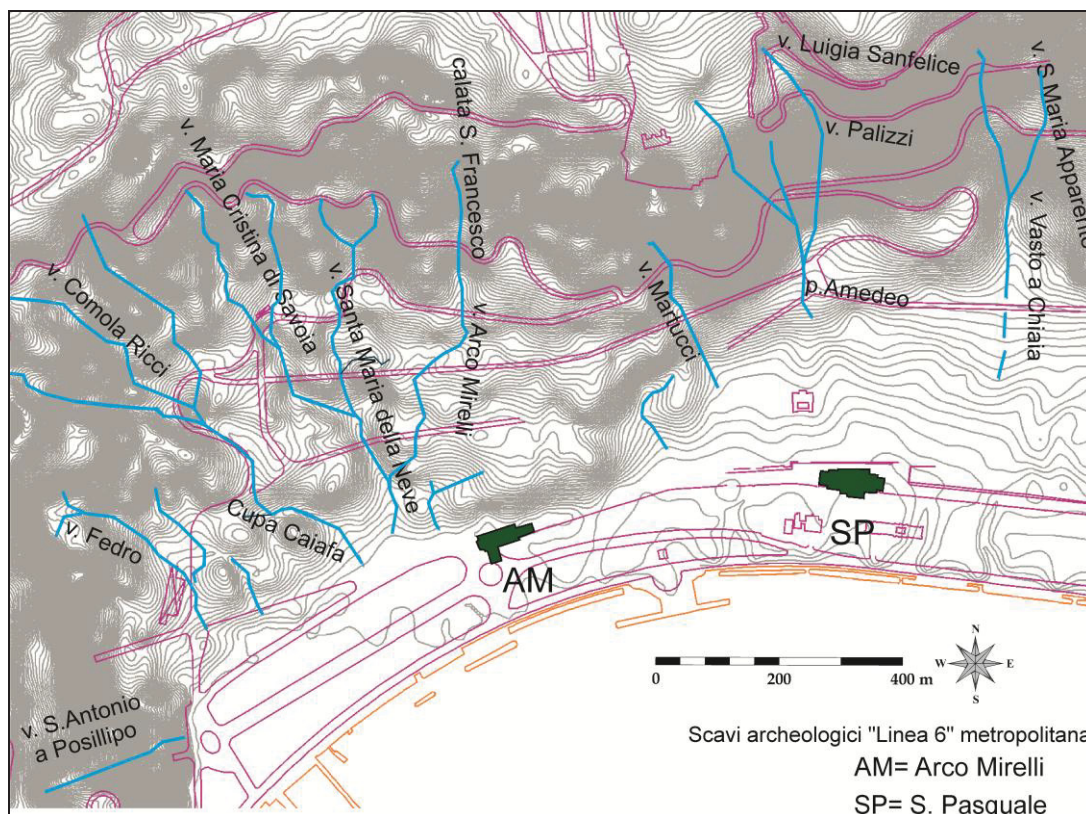


Figura 3.19 - Ricostruzione della rete idrografica nella Baia di Chiaia.

Le sezioni sono state elaborate conferendo una forte esagerazione di scala all'asse verticale (1:1000) rispetto a quello orizzontale (1:5000) di modo da poter meglio cogliere gli andamenti in profondità delle singole litologie. La sezione BB' è l'unica passante attraverso la formazione dei Tufi Antichi (pre-80 ka; *Scarpati et al., 2013*), affioranti come prima ricordato nel solo settore orientale della baia in esame. Essi sono tagliati da una faglia ascrivibile forse alle dinamiche tettoniche occorse dopo la messa in posto del TGN, piuttosto che al collasso calderico dell'IC come ipotizzato in Perrotta et al. (2006). Anche nella sezione BB' si intercetta il TGN in corrispondenza della scarpata strutturale che borda la superficie terrazzata a monte del cantiere di "Arco Mirelli". I prodotti piroclastici dell'attività vulcanica recente sono rappresentati in verde. Si tratta, come prima menzionato, di depositi sia in sede che rimaneggiati, quest'ultimi affioranti specialmente in corrispondenza del possibile piedimonte d'accumulo a monte del cantiere "San Pasquale" (cfr sezione BB'). In tutte e tre le sezioni si nota il passaggio eteropico verso mare con i prodotti marini recenti. I dati geoarcheologici acquisiti nelle aree di scavo dei due cantieri esaminati (cfr 3.2.2.1 e 3.2.2.2) consentiranno di chiarire con estremo dettaglio proprio le relazioni stratigrafiche tra i depositi vulcanici successivi la messa in posto del TGN e i depositi di ambiente marino.

3.2.1.1 Andamento del tetto del TGN: confronto tra i dati di letteratura e la nuova interpretazione della morfologia del tetto del tufo

Come premesso sebbene le ricostruzioni della Carta del tetto del TGN e delle isopache dei materiali di copertura di Nicotera e Lucini (1967) risultino affette da imprecisioni connesse al limitato dataset di sondaggi di input, restano ancor oggi un valido strumento di conoscenza specie per ciò che concerne il settore occidentale di Napoli. Per un'interpretazione ragionata di queste due cartografie per ciò che concerne la conca di Chiaia, in relazione oltre che dell'attuale tessuto urbano anche della morfologia superfiale e della paleoidrografia di dettaglio ricostruite dalla scrivente, si è proceduto ad una loro georeferenziazione nel sistema di coordinate (Roma 40 – Gauss Boaga) della topografia superficiale elaborata (Fig. 3.20).

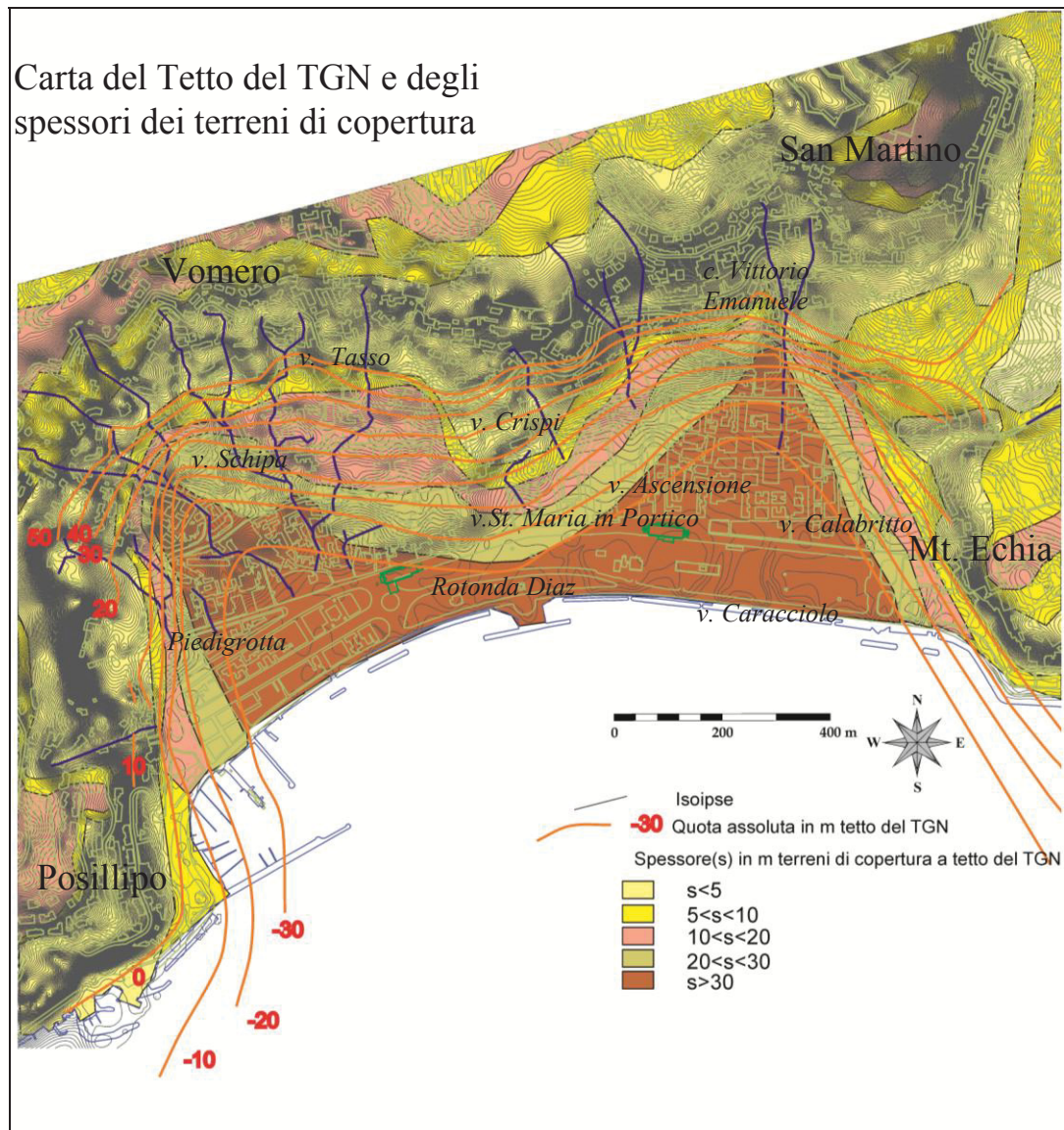


Figura 3.20 - Carta del Tetto del TGN e degli spessori dei terreni di copertura tratta da Nicotera e Lucini, 1967 della conca di Chiaia digitalizzate, georiferite nel sistema di coordinate Roma 40 – Gauss Boaga e importate al di sotto dell'assetto urbano attuale, della topografia e della rete idrografica ricostruite dalla scrivente.

In riferimento alla Fig. 3.20 nella conca di Chiaia il tetto del TGN presenta la sua massima profondità attestata circa a -30 m slm nei settori pianeggianti della fascia costiera. In particolare lo spessore dei materiali sciolti rappresentati soprattutto da depositi marini si attesta circa su i 30 m nel piedimonte d'accumulo nel settore orientale della baia compreso nel dettaglio tra via Ascensione e via Calabritto in direzione E-W e tra via dei Mille incrocio vico Vasto a Chiaia e via Caracciolo in direzione N-S. Sebbene più ridotto in termini areali anche il settore occidentale costiero della baia a ridosso di via Andrea d'Isernia mostra un'elevata profondità del tetto del TGN compresa tra i -20 m e i -30 m b slm. Qui i depositi di copertura, in riferimento alla carta geologico tecnica prodotta dagli stessi autori, sono rappresentati oltre che da depositi marini in corrispondenza della villa comunale anche dai materiali piroclastici post TGN più o meno incoerenti parzialmente in sede o rimaneggiati. Questi ultimi ben si accomodano con spessori dell'ordine dei 30-35 m in corrispondenza delle superfici terrazzate verosimilmente del tetto del TGN in corrispondenza di piazzetta Piedigrotta e del largo all'incrocio tra via Francesco Giordani e via Vincenzo Arrangio Ruiz. Nelle porzioni orientali e occidentali a ridosso della riviera di Chiaia le curve di livello del tetto del TGN e in particolar modo le isopache dei depositi Olocenici presentano a tratti evidenti convessità verso monte. In particolare esse potrebbero relazionarsi agli effetti di possibili faglie recenti che disarticolano la morfologia del TGN. Lungo l'incisione di vico Vasto a Chiaia nei pressi di via Parco Margherita le curve di livello del tetto del TGN si ravvicinano tanto che su una distanza lineare di circa 110 m in direzione N-S il TGN passa da 0 a +50 m slm affiorando all'altezza di salita Betlemme. Sempre nei pressi della fascia costiera, le curve di livello del tetto del TGN riflettono la presenza di un, seppur poco evidenziato, alto morfologico. Grazie all'ausilio dei dati di sondaggio 23, 22, 21 effettuati negli anni '90 in concomitanza della realizzazione di una linea tranviaria lungo la riviera di Chiaia (cfr sezione CC'), si è potuto valutare in maniera più precisa la quota assoluta del tetto del tufo nei pressi della rotonda Diaz. Rispetto a quanto mostrato sulla Carta di Nicotera e Lucini (1967), il tetto del TGN si intercetta ad una profondità di pochi metri dal piano campagna. Come verrà approfondito più avanti, tale alto potrebbe rappresentare il punto d'intersezione tra l'arco orientale e quello occidentale dei due semicrateri dei tuff cones di Chiaia, di cui si è discusso nel paragrafo precedente, oppure essere un'ulteriore evidenza di possibili disarticolazioni del substrato tufaceo in età recente. In corrispondenza di questo settore centrale anche i materiali di copertura tendono a ridurre progressivamente e rapidamente il proprio

spessore rispetto alle zone adiacenti, accompagnando di fatto l'acclività del tetto del tufo. Altre zone in cui si riscontrano forti pendenze nel tetto del TGN e riduzioni dei depositi piroclastici di copertura post TGN risultano essere le già citate incisioni torrentizie di vico Vasto a Chiaia e via Cupa Caiafa, le scarpate strutturali di Monte Echia e Posillipo che ad est e ad ovest limitano la conca di Chiaia e quella orientata in direzione SW - NE lungo via Croce Rossa-via Campiglione-via Crispi e corso Vittorio Emanuele a ridosso di via Palizzi. Le scarpate strutturali di Monte Echia e Posillipo sono caratterizzate da uno spessore esiguo e molto discontinuo di depositi piroclastici dell'attività recente dei Campi Flegrei che non supera i 5 m di spessore. Le porzioni più elevate dei versanti a ridosso della linea di costa, comprese tra circa i 50 m e i 120 m slm, presentano le zone in cui la topografia superficiale è dotata delle maggiori acclività. Lungo questa fascia altimetrica compresa tra corso Vittorio Emanuele e via Torquato Tasso per un'estensione in direzione E-W che copre tutta la conca di Chiaia, affiora il TGN in maniera a luoghi discontinua. Qui, laddove i depositi piroclastici di età Olocenica ammantano il TGN, presentano spessori che non superano i 5m. Il pianoro sommitale rappresentato dall'altopiano del Vomero chiude verso nord la Baia di Chiaia. Qui le morfologie sia superficiali che del TGN, così come visto per la fascia costiera, tornano a mostrare una morfologia decisamente più pianeggiante. La porzione topograficamente più alta che chiude la conca di Chiaia è rappresentata dall'alto tufaceo di Castel Sant Elmo. Qui infatti il tetto del TGN interseca la superficie affiorando alle quote compresa tra +200 e + 250 m slm. In Bellucci (1997) viene ricostruita una sezione geologica lungo la riviera di Chiaia: in particolare l'autrice grazie all'interpolazione dei sondaggi effettuati nell'area evidenzia uno spessore di sedimenti marini che si rinvencono nei primi 20 m al di sotto del piano campagna e mantellano il TGN; verso piazza San Nazzaro è ricostruito il contatto eteropico tra i depositi piroclastici in sede e rimaneggiati post TGN e i depositi marini; al di sotto di piazza Vittoria i sondaggi presi in considerazione da Bellucci intercettano i depositi piroclastici antichi precedenti il TGN a circa -100m b slm. La più recente ricostruzione geologica e geomorfologica di letteratura per ciò che concerne l'andamento del tetto del TGN e delle unità Oloceniche è rappresentata dal lavoro di Amato e Guastaferro (2002). In particolare gli autori delineano a mezzo di un'interpolazione digitale di sondaggi effettuati dalla società TECNO IN lungo la riviera di Chiaia, l'andamento del tetto del TGN la cui morfologia è chiaramente visibile sia in sezione che in una carta a curve di livello (Fig. 3.21). Da tali ricostruzioni emergono due zone depresse a fondo concavo interpretabili secondo

gli autori come le evidenze rimanenti delle morfologie vulcaniche dei tuffi con evidenze da Cole et al. (1994). L'alto morfologico tufaceo in corrispondenza dell'attuale rotonda Diaz, la cui presenza era già stata messa in luce da Nicotera e Lucini (1967), separa queste zone depresse. Esso coincide con l'antica emergenza dell'isolotto di San Leonardo la cui evoluzione morfologica sarà discussa nei capitoli successivi nell'ambito della ricostruzione dello scenario paleoambientale della Baia di Chiaia nel Medio – Tardo Olocene. Dall'analisi cronostratigrafica effettuata in Amato e Guastaferro (2002) dei sondaggi lungo la riviera di Chiaia finalizzati allo studio di progetto sulla costruzione dei futuri cantieri 'Arco Mirelli' e 'San Pasquale' della linea 6 della metropolitana di Napoli è emersa la presenza di un paleosuolo maturo alla profondità di circa -30 m slm. Alla sommità del TGN, sigillato dalla prima fase dell'eruzione di Soccavo (10,300 anni BP).

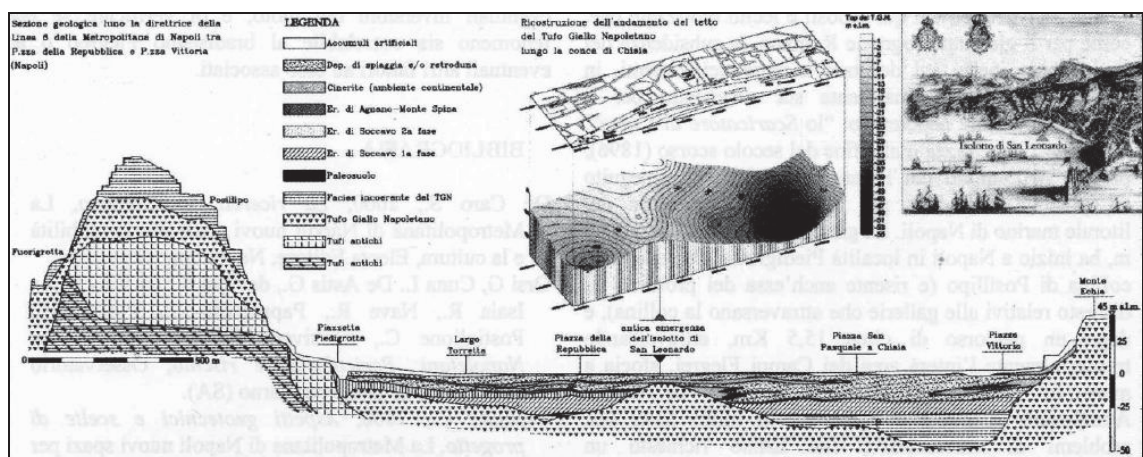


Figura 3.21 - Sezione geologica realizzata lungo la riviera di Chiaia (Amato e Guastaferro, 2002).

I 10 m di sedimento compresi tra l'eruzione di Soccavo e il piano campagna sono rappresentati nella sezione ricostruita da Amato e Guastaferro (2002) da i depositi dell'eruzione di Agnano Monte Spina ricoperti da sedimenti di spiaggia. Solo grazie ai dati archeostratigrafici che emergeranno dalle campagne di scavo 2009-2011 nelle aree di cantiere di 'San Pasquale' e 'Arco Mirelli' si riuscirà, come sarà ampiamente descritto più avanti a discriminare con dettaglio centimetrico la successione stratigrafica del settore costiero di Chiaia e a ricostruirne l'evoluzione paleogeografica e paleoambientale.

3.2.2. Ricostruzione dell'evoluzione paleoambientale e paleogeografica del settore costiero di Napoli nel Medio-Tardo Olocene – La Baia di Chiaia**Precisazioni metodologiche**

Come specificato al par. 1.3.2., Tab. 1.1 il lavoro scientifico che la scrivente ha eseguito nei cantieri di “San Pasquale e Arco Mirelli” della “Linea 6” della metropolitana di Napoli ubicati lungo la riviera di Chiaia (Fig. 3.22), è stato condizionato dalla tempistica del dottorato, ed è consistito nella partecipazione alle ultime fasi di scavo ed al coinvolgimento nelle fasi di sintesi dei dati raccolti da un'equipe al lavoro già da alcuni mesi. La scrivente ha partecipato fornendo quali dati originali alle interpretazioni già in corso la costruzione di un ampio numero di sezioni verticali di dettaglio (scala 1:100/1:10), in particolare le sezioni a, b, c, d (Figg. 3.28, 3.30, 3.33, 3.39) per il cantiere di SP delle sezioni a,b,c,d, (Figg. 3.45, 3.48, 3.50, 3.52) per il cantiere di AM. Tali sezioni sono state costruite sulla base di Us definite dall'equipe archeologica. La geometria degli strati, il loro assetto all'interno delle successioni e le strutture archeologiche sono state documentate attraverso misure fatte con strumenti ad alta risoluzione (Leica Tips1201 Total Stations; +/-0,002 m di accuratezza sulle distanze; 0,0001m di accuratezza sugli angoli). Le interpretazioni dei paleoambienti deposizionali eseguite sia sulle singole sezioni su citate che sulla intera successione messa in luce nei due cantieri derivano da analisi delle facies sedimentarie effettuate alla scala dell'affioramento e sulla base delle strutture sedimentarie e dei rapporti stratigrafici. Sono state analizzate la morfologia delle superfici sommitali e basali dei singoli strati e dell'organizzazione interna dei singoli livelli. La maggioranza dei sedimenti esposti sono costituiti da materiali sciolti della classe granulometrica della sabbia che hanno conservato le loro strutture sedimentarie diagnostiche per l'interpretazione paleoambientale. Inoltre le differenti sezioni archeostratigrafiche variamente distribuite nello spazio, portate alla luce durante le operazioni di scavo, hanno consentito di valutare i rapporti e le variazioni laterali delle singole facies. In generale: strati debolmente inclinati con laminazioni parallele costituiti da sabbia grossolana e o piccoli ciottoli sono stati ascritti ad un ambiente di battigia. La sabbia da grossolana a fine con stratificazione incrociata piana e incrociata concava, ripple marks o sottili laminazioni è stata correlata ad un ambiente di spiaggia sommersa. Sequenze di unità progradanti caratterizzate da livelli di bottomset, foreset e topset e strutture stratificate concave associate a sabbia grossolane ghiaia poligenica sono state interpretate come

paleoambienti deltizi. Non sono state seguite campionature ed analisi di laboratorio sulle sezioni provenienti dai due cantieri SP ed AM da utilizzarsi a supporto delle interpretazioni eseguite in sito, ciò a causa dei tempi con i quali si è intervenuto nel lavoro di raccolta dati sul campo. Va specificato che gli strati esposti sono inoltre privi di macrofauna atta a supportare le interpretazioni paleoambientali eseguite. Di seguito per i due cantieri SP e AM verranno descritte le sezioni di dettaglio ricostruite dalla scrivente evidenziando i caratteri sedimentologici e stratigrafici desunti, come detto, da osservazioni di campo che hanno condotto ad interpretare i paleoambienti deposizionali. Successivamente verrà proposta la ricostruzione stratigrafica e paleoambientale complessiva eseguita in ambito multidisciplinare dall'intera equipe di lavoro nelle due aree di cantiere. Questa ricostruzione è stata proposta nell'articolo Romano et al. (2013), che sintetizza l'intervento presentato al convegno Aiqua Congress 2012: The Transition from Natural to an Anthropogenic Dominated Environmental change in Italy and the Surrounding regions since the Neolithic (Pisa 15-17 Febbraio), alla cui stesura la scrivente ha direttamente partecipato. Alla ricostruzione stratigrafica seguiranno delle ricostruzioni paleogeografiche eseguite per l'intera area di Chiaia, riferite ai quattro schemi pubblicati in Romano et al. (2013). (Fig. 3.53, 3.54, 3.55 e 3.56). In merito a queste ultime, in aggiunta al lavoro fatto con la suddetta equipe di lavoro, la scrivente ha elaborato un'originale ricostruzione della evoluzione della fascia costiera di Chiaia a partire dell'Età Moderna. Allo scopo ha analizzato e georiferito una documentazione cartografica che abbraccia l'arco temporale che va dal 1600 al 1800, reperita presso varie fonti.

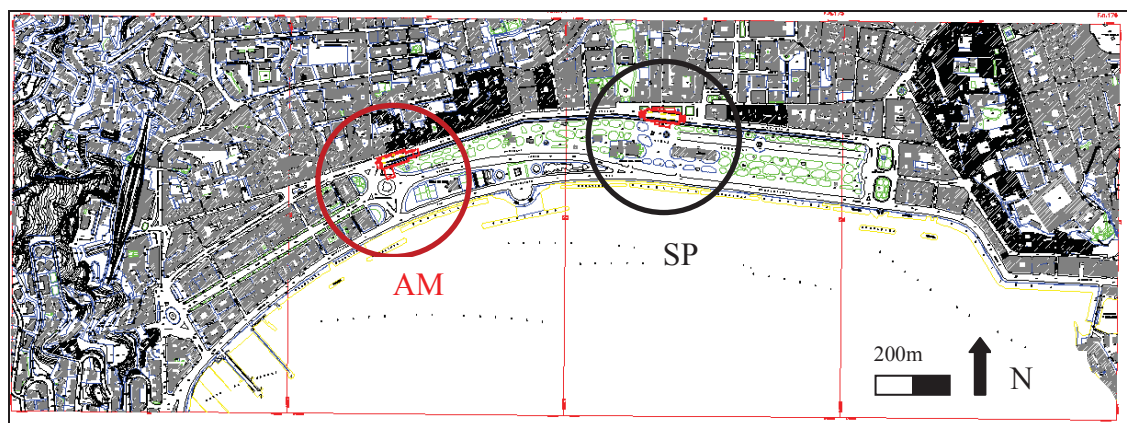


Figura 3.22 - Riviera di Chiaia con ubicazione dei cantieri "Arco Mirelli" (rosso) e "San Pasquale" (nero).

3.2.2.1. Sezioni stratigrafiche del cantiere SP

Il cantiere “San Pasquale” è collocato nella zona compresa tra la villa comunale a sud, e la riviera di Chiaia a nord, all’altezza di piazza San Pasquale. Le operazioni di scavo si sono realizzate tra gli anni 2010-2011 ad opera di un’equipe archeologica composta dalle Dott.resse: Claudia Bartoli, Giuliana Boenzi, Marina di Marco, Silvana Iodice, Cinzia Schiano di Cola, coordinata dalla Dott.ressa Daniela Giampaola. Come anticipato, le attribuzioni cronologiche alle varie Uss sono state effettuate dalla squadra archeologica a seguito dell’analisi e delle interpretazioni dei materiali ceramici rinvenuti (Bartoli et al., 2012). Ulteriori vincoli cronologici sono stati forniti dalle interpretazioni tefrostratigrafiche eseguite dal Dott. Mauro Di Vito. Le operazioni di scavo hanno interessato un’area di 84 m E-W e 22,70 m N-S organizzata in due settori (Est ed Ovest) e in due saggi di approfondimento (C e D) (Fig. 3.23). Esse hanno esplorato un intervallo di profondità compreso tra -6,30 m slm e i +1 m slm.

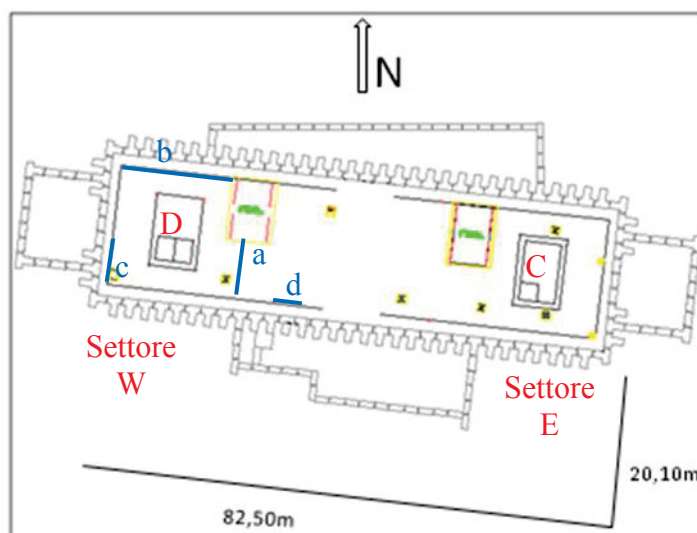


Figura 3.23 - Pianta del Cantiere “San Pasquale” e ubicazione delle sezioni di dettaglio ricostruite illustrate di seguito.

Sezione stratigrafica “a” (Fig. 3.28)

La sezione “a” ricostruita è compresa tra -5,90/-4,90 m slm.

A partire dalla base si riconosce un livello (**Us 614**) costituito da sabbia grossolana grigio- beige e ghiaia poco classate, poligeniche costituite da abbondanti ciottoli da discoidali ad allungati centimentrici, lavici e tufacei di colore giallo verdastro a spigoli da subarrotondati a subangolari. Il deposito si presenta privo di un’organizzazione interna (Fig. 3.24) . Il top del livello appare leggermente eroso e inclinato verso SW. Esso può essere interpretato come espressione di un evento alluvionale deposto in massa dai versanti retrostanti l’area di cantiere.



Figura 3.24 - Us 614: Livello di ciottoli poligenici ascrivibili ad episodi alluvionali in ambiente sommerso.

Tra -5,80/-5,20 m slm si riconosce un deposito (**Us 609**) costituito da una sabbia fine marroncina fine grigio-beige monogenica costituita da una preponderanza di cristalli sialici millimetrici a spigoli subarrotondati e subordinatamente da cristalli femici. La sabbia si presenta con buon grado di classazione. I granuli di sabbia non presentano un'orientazione preferenziale. Il deposito è organizzato in strutture sedimentarie rappresentate da una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni), che a luoghi passa a concavo convessa. Alla scala della sezione sono presenti piccole barre su cui si sviluppano stratificazioni da offshoots tipica del moto ondoso (Fig. 3.25) e strutture con strati piano paralleli di bottomset e strati clinostratificati verso mare di foreset ricoperti da altri piano paralleli di topset. Strutture sedimentarie e caratteristiche tessiturali di questo tipo inducono ad interpretare il deposito come ascrivibile ad un possibile contesto di spiaggia sommersa al cui interno possono essere presenti dei piccoli apparati deltizi e di barre sommerse.



Figura 3.25 - Piccole barre su cui si sviluppano stratificazioni da offshoots tipica del moto ondoso (Us 609).

Procedendo verso l'alto della sezione stratigrafica il deposito (Us 609) passa con contatto netto al tefra vulcanico dell'eruzione flegrea di "Agnano Monte Spina (AMS)" (M.A. Di Vito com.pers.) (4550 y BP; *De Vita et al., 1999; Smith et al., 2011*). Nel dettaglio l'unità si presenta come un'alternanza di livelli a pomici bianche granosostenute, con un diametro di circa due centimetri, arrotondate e con un buon grado di classazione, intervallati, da livelli spessi circa 3-4cm di cinerite sabbioso-limosa. Verso l'alto questi livelli sono seguiti da uno strato di pomici bianco-giallastre, a luoghi arrossate, eterometriche e subangolose di diametro variabile da pochi millimetri ad un paio di centimetri. Lo strato presenta una pendenza da nord a sud. Il top dell'unità vulcanica di Agnano Monte Spina presenta numerosi solchi e creste, vasche larghe e profonde a causa dell'abrasione selettiva da parte del moto ondoso connesse alla differenza di durezza e compattezza tra i livelli cineritici e pomicei (Fig. 3.26).

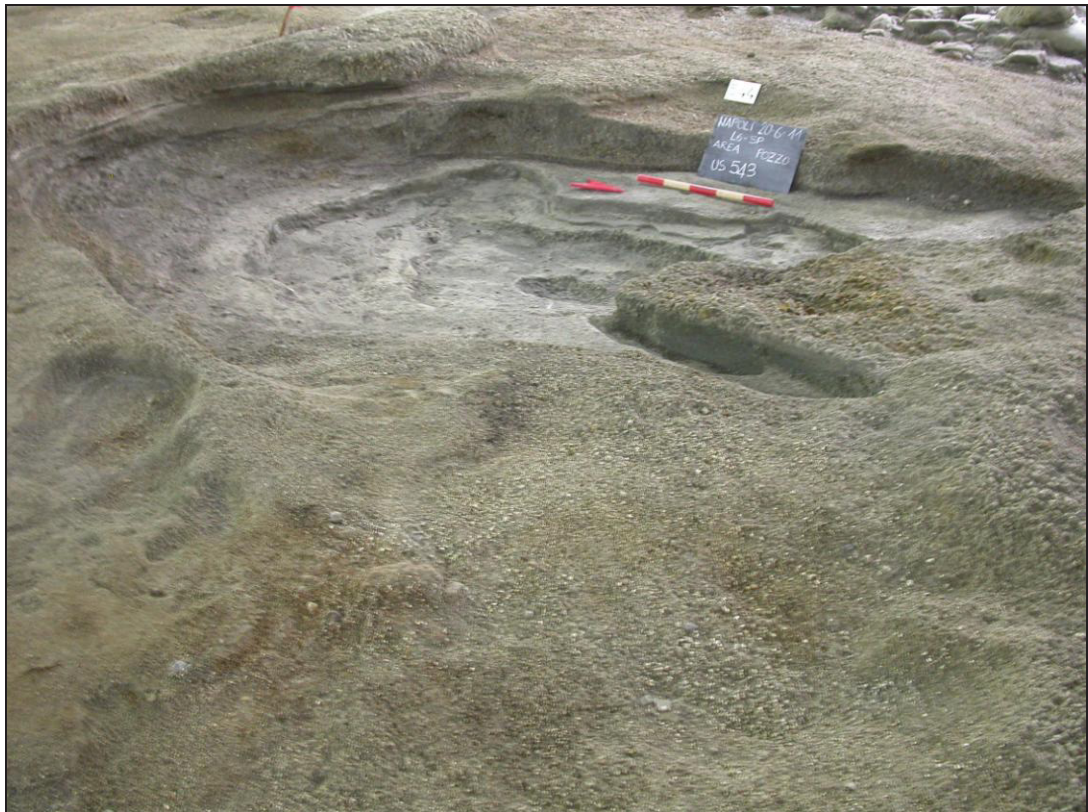


Figura 3.26 - Dettaglio di solchi e creste, vasche larghe e profonde dovute ad abrasione marina sul top dei prodotti dell'eruzione di Agnano Monte Spina.

Le caratteristiche tessiturali e soprattutto il grado e le morfologie di erosione sulla superficie sommitale dell'unità vulcanica dell'eruzione di Agnano Monte Spina fanno ipotizzare che si sia deposta in un ambiente mesolitorale di piattaforma di abrasione. Il top dell'unità vulcanica dell'eruzione di Agnano Monte Spina è ricoperto da un tappeto di blocchi (**Us 605**) squadriati e rettangolari a spigoli subarrotondati composti da cenere grigiastra (Fig. 3.27). Essi rappresentano il risultato di un'imponente corrente piroclastica dell'eruzione delle Pomici di Avellino (M.A. Di Vito com.pers.) (3,950 BP; *Di Vito et al., 2009; Di Lorenzo, 2012*). La cronologia dell'intera sezione è riferibile al periodo Pre-Protostorico. I blocchi sono embriciati verso SW probabilmente per azioni di tempesta sulla piattaforma di abrasione sottostante.



Fig. 3.27 - Dettaglio dei blocchi cineritici dei prodotti dell'eruzione "Pomici di Avellino" (**Us 605**) traslati e giustapposti da episodi di tempesta al di sopra della piattaforma di abrasione intagliata nei depositi di Agnano Monte Spina.

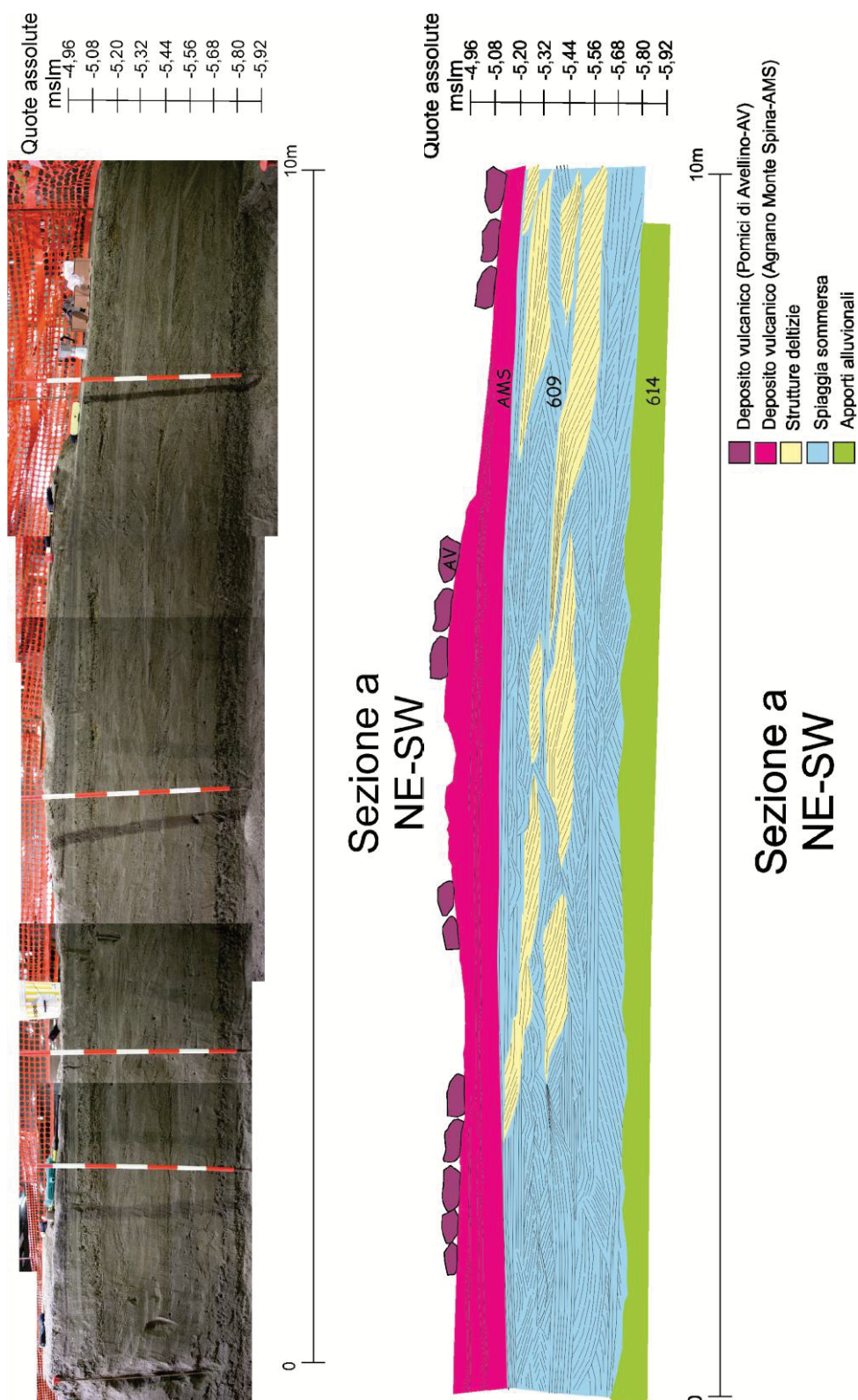


Figura 3.28 - Sezione stratigrafica "a" con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

Sezione stratigrafica “b” (Fig. 3.30):

La sezione stratigrafica “b” è compresa tra -6,00/-4,40 m slm. La base della sezione poggia su un deposito costituito da sabbie fini a molto fini di colore giallognolo ben classate con uno spessore di circa 60 cm. All’interno si nota la presenza di diffuse lenti di cinerite fine grigiastra in giacitura secondaria, probabilmente ascrivibili all’eruzione Flegrea “Agnano 3” (M.A. Di Vito com.pers.). Il top dello strato presenta un andamento piuttosto tabulare con una leggera inclinazione verso sud. Sulla superficie sommitale del deposito è stato rinvenuto un livello di blocchi pluridecimetrici (**Us 616**) parte dei quali parzialmente affondati nello strato sottostante. I blocchi presentano una natura poligenica, essendone infatti visibili diversi di Tufo Giallo Napoletano, Ignimbrite Campana, lava e Tufi Antichi. Essi si presentano con spigoli piuttosto vivi da angolari a subangolari. L’intero deposito si presenta totalmente privo di un’organizzazione al suo interno disponendosi in maniera caotica sul top dello strato sottostante. La matrice associata è costituita da clasti da subangolari a subarrotondati di sabbia grossolana e ghiaia della stessa natura dei blocchi e da pomici grigiastre arrotondate di grandezza subcentimetrica (Fig. 3.29).



Figura 3.29 - Dettaglio di blocchi pluridecimetrici di natura poligenica dell’Us 616

All’interno dello strato sono stati rinvenuti rari frammenti ceramici tra cui un frammento di parete con decorazione a scialbature di argilla, databile genericamente tra il Neolitico e l’Eneolitico. Il deposito date le sue caratteristiche tessiturali e giacaturali potrebbe essere relazionato ad un deposito deltizio prodotto da input alluvionali. La

difficoltà a riconoscere un andamento stratiforme dell'unità, e la granulometria fortemente eterometrica, fanno risalire il deposito a meccanismi di trasporto in massa. Tra -5,80/-5,20 m slm si rinviene un deposito (**Us 556**) costituito da sabbie fini e molto fini di colore grigio-giallognolo, ben classate con ghiaietto diffuso di forma tabulare subarrotondato costituito da ciottoli lavici nerastri e da tufi gialli e verdognoli mal classati e non organizzati. Rari sono gli inclusi ceramici ritrovati nel deposito. Il deposito presenta una sottile laminazione incrociata concava. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie spingono ad interpretare questo deposito come ascrivibile possibilmente ad una spiaggia sommersa. Il top del deposito si presenta piuttosto concavo-convesso. Tra -5,20/-4,80 m slm si riconosce in livello (**Us 614**) costituito da sabbia grossolana grigio-beige e ghiaia poco classate, poligenica costituita da abbondanti ciottoli da discoidali ad allungati centimentrici, lavici e tufacei di colore giallo verdastro a spigoli da subarrotondati a subangolari. Il deposito si presenta privo di un'organizzazione interna. Esso può essere interpretato come espressione di un evento alluvionale deposto in massa dai versanti retrostanti l'area di cantiere. Tra -4,80/-4,40 m slm si rinviene un deposito costituito da sabbia medio grossolana e ghiaia mal classate e poligeniche composte da clasti da millimetrici a subcentimetrici appiattiti e subarrotondati di litici lavici, tufacei e frammenti ceramici. Il deposito si mostra debolmente inclinato verso W con laminazioni parallele. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretare questo deposito come un possibile ambiente di battigia. L'intervallo cronologico dell'intera successione descritta per questa sezione è riferibile al periodo Pre-Protostorico.

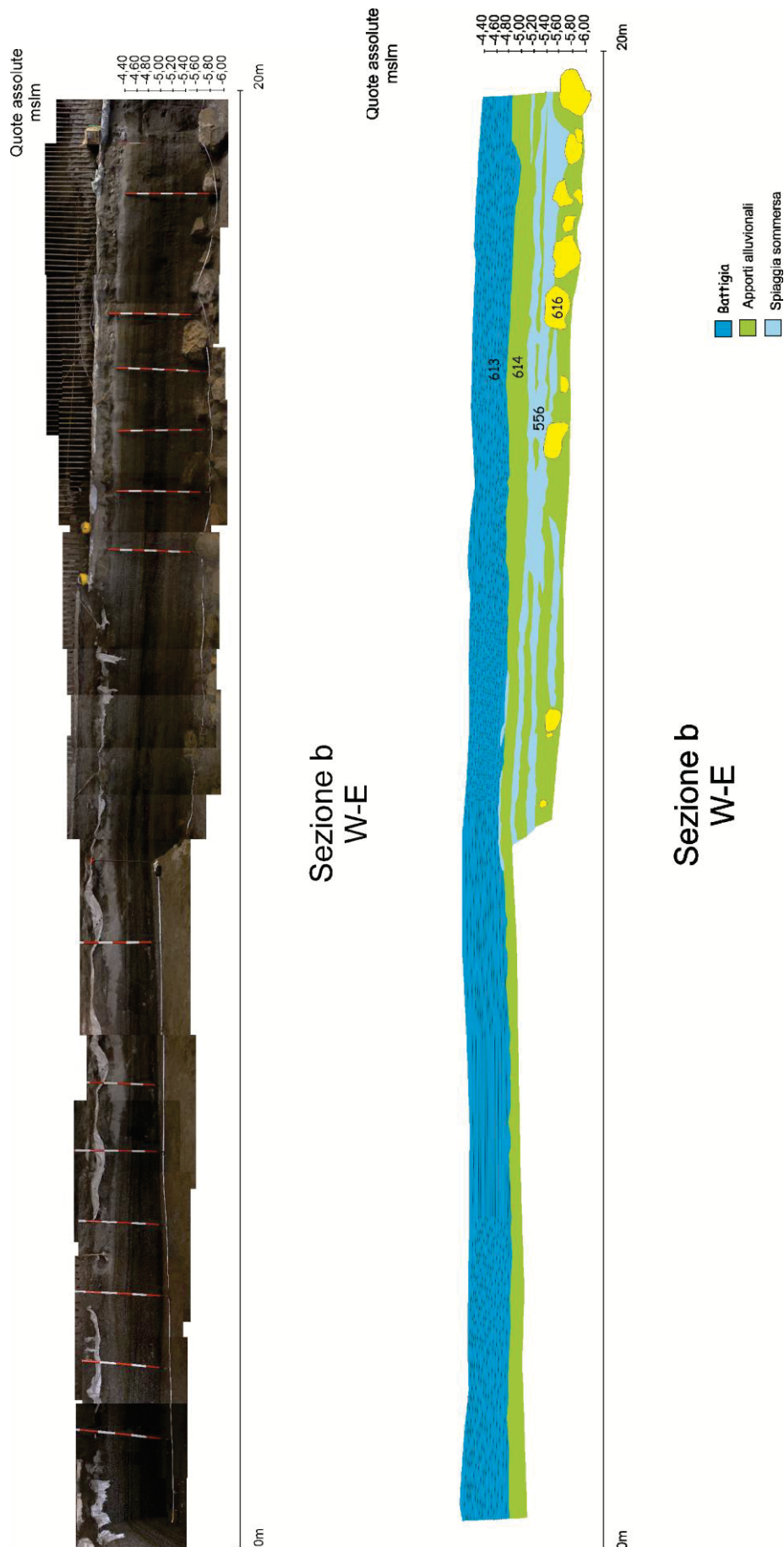


Figura 3.30 - Sezione stratigrafica “b” con possibili ipotesi dei paleoambienti de posizionali

Sezione stratigrafica “c” (Fig. 3.33):

La sezione stratigrafica “c” è compresa tra -5,35/-4,85 m slm. Tra -5,35/-5,20 m slm si rinviene un deposito (Us **609**) costituito da una sabbia fine marroncina fine grigio-beige monogenica costituita da una preponderanza di cristalli sialici millimetrici a spigoli subarrotondati e subordinatamente da cristalli femici. La sabbia si presenta con buon grado di classazione. I granuli di sabbia non presentano un’orientazione preferenziale. Il deposito è organizzato in strutture sedimentarie rappresentate da una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni), che a luoghi passa a concavo convessa.

Il top del deposito è rappresentato da una superficie di erosione marina caratterizzata da una morfologia concavo convessa organizzata in strutture sedimentarie di tipo ripple. Essi si presentano simmetrici e ben visibili sia in questa sezione (Fig. 3.31) che in tutta l’area di scavo (Fig. 3.32). Strutture sedimentarie e caratteristiche tessiturali di questo tipo inducono ad interpretare il deposito come ascrivibile ad un evidente contesto di spiaggia sommersa. Con contatto netto si rinviene al di sopra dell’Us 609 il tefra vulcanico dell’eruzione flegrea di “Agnano Monte Spina (AMS)” (M.A. Di Vito com.pers.) (4550 y BP; *De Vita et al., 1999; Smith et al., 2011*). Nel dettaglio l’unità si presenta come un’alternanza di livelli a pomici bianche granosostenute, con un diametro di circa due centimetri, arrotondate e con un buon grado di classazione, intervallati, da livelli spessi circa 3-4cm di cinerite sabbioso-limosa. Verso l’alto questi livelli sono seguiti da uno strato di pomici bianco-giallastre, a luoghi arrostate, eterometriche e subangolose di diametro variabile da pochi millimetri ad un paio di centimetri. Il top dell’unità vulcanica di Agnano Monte Spina si presenta molto eroso. La Fig. 3.33 mostra infatti un importante solco di erosione subverticale nel margine NE della sezione. L’intervallo cronologico dell’intera successione descritta in questa sezione è riferibile al periodo Pre-Protostorico.

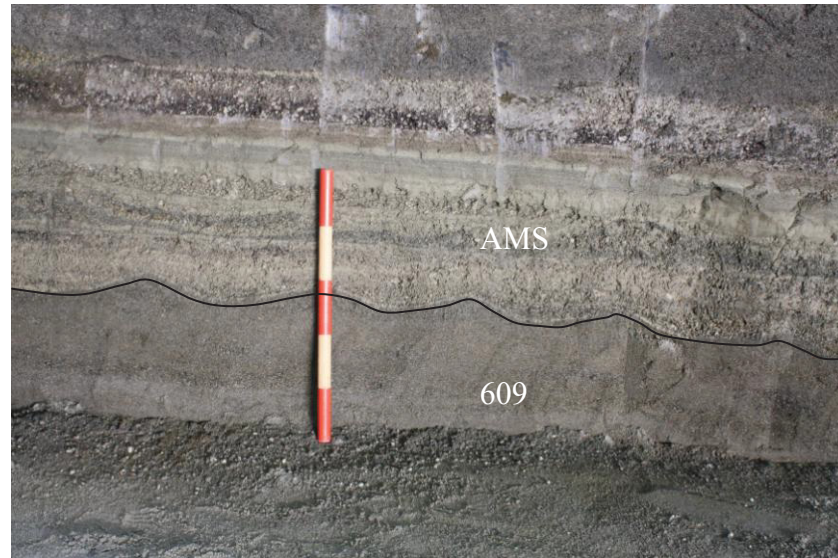


Figura 3.31 - Dettaglio dei prodotti dell'eruzione di Agnano Monte Spina che poggiano sull'unità Us 609 il cui top è conformato a ripple simmetrici.

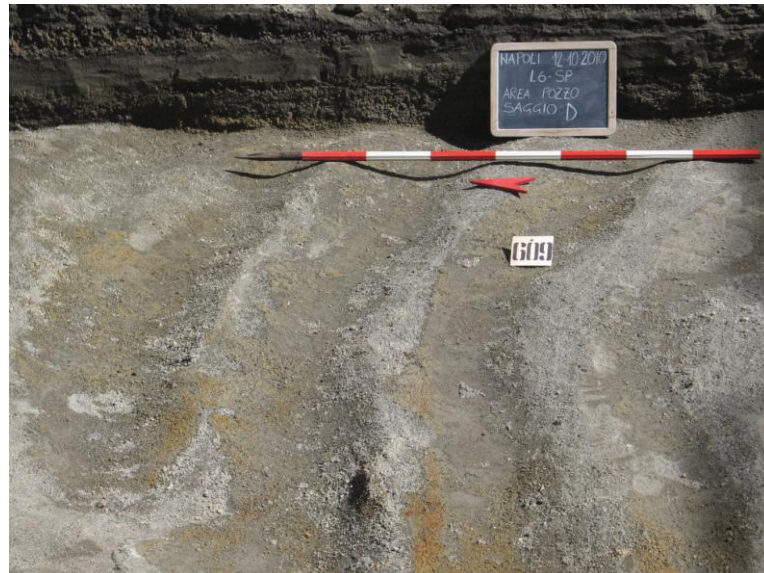


Figura 3.32 - Ripple marks in pianta al top dell'Us 609.

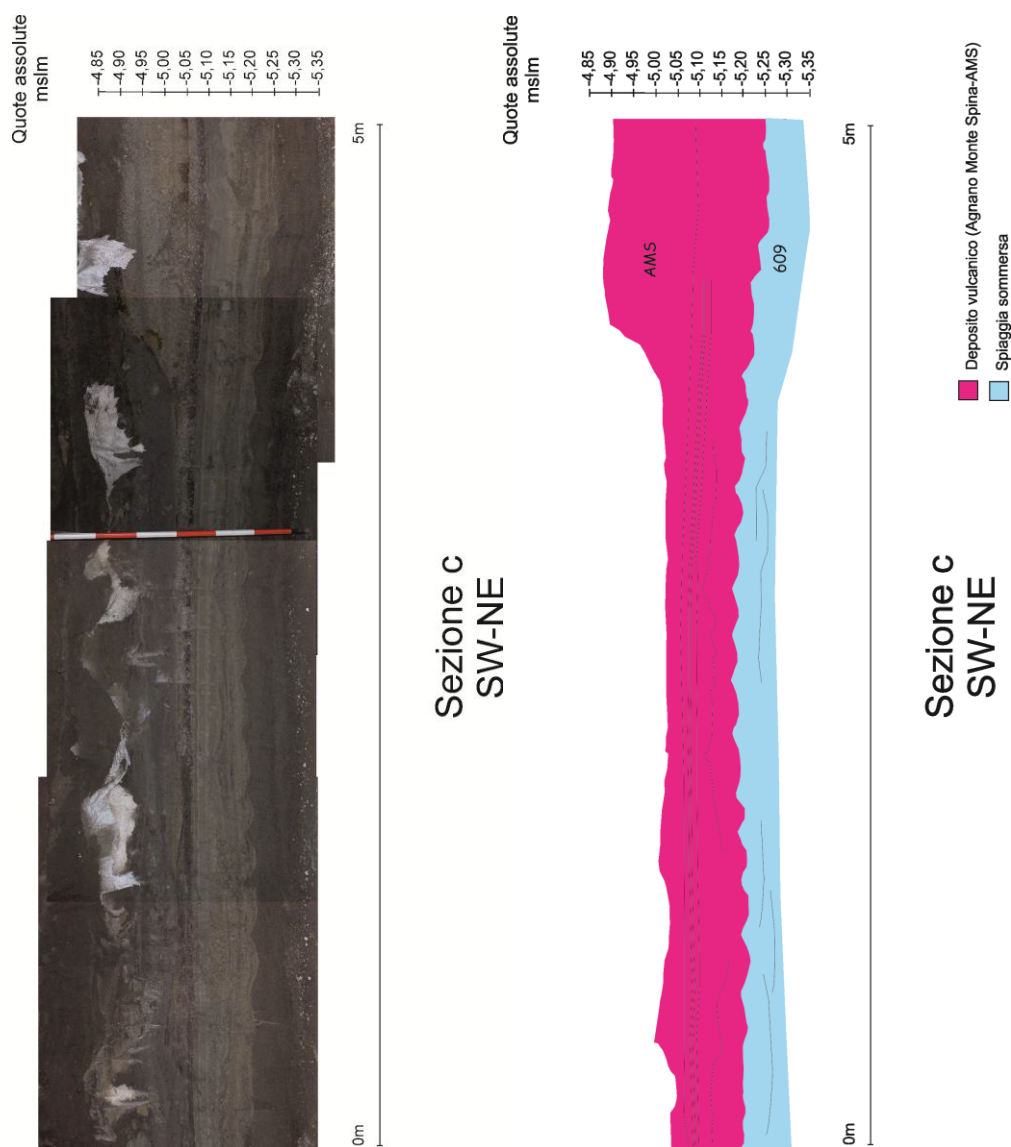


Figura 3.33 - Sezione stratigrafica "c" con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

Sezione stratigrafica "d" (Fig. 3.39):

La sezione stratigrafica "d" è compresa tra -5,00/-4,00m slm. Essa poggia con contatto concavo-convesso su un deposito (**Us 542**) costituito da sabbia fine e molto fine grigiastra mediamente classata monogenica composta da una preponderanza di cristalli sialici millimetrici a spigoli subarrotondati e subordinatamente da cristalli femici. Raro ghiaietto da subcentimetrico a centimetrico di forma tabulare subarrotondato costituito da ciottoli lavici nerastri e da tufi gialli e verdognoli mal classato è presente nel deposito senza un'organizzazione interna. L'unità presenta rari residui ceramici millimetrici a spigoli sub angolari di forma tabulare e a lama prevalentemente frammentati. Il top del deposito è piuttosto tabulare e clinostatificato verso S. A circa -5,00 m slm si

rivengono parzialmente affondati nel livello sottostante blocchi (**Us 605**) squadrati e rettangolari a spigoli subarrotondati composti da cenere grigiastra. Essi rappresentano il risultato di un'imponente corrente piroclastica dell'eruzione delle Pomici di Avellino (M.A. Di Vito com.pers.) (3,950 BP; *Di Vito et al., 2009; Di Lorenzo, 2012*). Essi sono embriciati con inclinazione dell'asse lungo rivolta verso S. Il top del livello si presenta piuttosto eroso. Procedendo verso l'alto stratigrafico, tra -5,00/-4,80 m slm si rinviene un deposito di Età Ellenistico-Romana (4th– inizi 3rd secolo BC- 1st secolo BC) (**Us 540**) costituito da sabbie marroni-grigiastre medio fini mal classate poligeniche costituite da granuli discoidali subangolari di litici lavici, tufacei. Raro ghiaietto anch'esso di forma discoidale, mal classato della stessa natura e morfometria dei granuli di sabbia si rinviene non organizzato nel sedimento. Lo strato ha restituito un'abbondante quantità di ceramica comune da mensa e da dispensa, insieme a contenitori da trasporto tra cui greco-italica antica MGS IV. Tale deposito presenta una sottile laminazione concavo–convessa e piana clinostratificata verso W. Con contatto erosionale il livello è ricoperto da un deposito di Prima Età Imperiale (1st secolo AD) (**Us 551**) compreso tra -4,80/-4,60 m slm costituito da sabbia media grossolana bruna mal classata poligenica composta da granuli a lama subarrotondati di litici lavici, tufacei con raro ghiaietto da subangolare con forma tabulare e a lama mal classato e non organizzato all'interno della sabbia, poligenico della stessa natura dei granuli di sabbia. L'intero deposito non presenta particolari strutture sedimentarie. Tra -4,60 e -4,50 m slm si rinviene un sottile livello) costituito da sabbie marroni-grigiastre medio fini mal classate poligeniche costituite da granuli discoidali subangolari di litici lavici e tufacei. Raro ghiaietto anch'esso di forma discoidale, mal classato della stessa natura e morfometria dei granuli di sabbia si rinviene non organizzato nel sedimento. Tale deposito presenta una sottile laminazione concavo–convessa, che a luoghi passa ad incrociata concava e curva clinostratificata verso W. Tra -4,50/-4,30 m slm si rinviene un deposito costituito in prevalenza da un livello di residui ceramici a spigoli subangolari eterometrici da pluridecimetrici centimetrici (**Us 549= 535**) ascrivibile al 3rd secolo AD. I rinvenimenti antropici rinvenuti in questa unità stratigrafica sono disposti in giacitura caotica. La matrice associata è anch'essa costituita principalmente da frammenti ceramici e subordinatamente da clasti pomicei grigi da subangolari a subarrotondati e clasti nerastri subcentimetrici mal selezionati. Tale livello oltre che nella presente sezione è riconosciuto in maniera uniforme su tutta l'area di scavo (Fig. 3.34, 3.35, 3.36).

Lo studio volto all'interpretazione circa la tipologia e la provenienza dei ritrovamenti condotti dalla dottoressa Giampaola e la sua equipe archeologica ha consentito di definire che i frammenti ceramici e talvolta anche le forme intere sono riferibili a produzioni d'importazione o tirreniche e locali di ceramica comune e fine da mensa: coppe, tegami e casseruole. Associati a tali reperti sono stati riconosciuti numerosi frammenti di cocciopesto, pavimentale e parietale, strutture murarie in crollo. Numerosi sono anche i resti di colonne in laterizi e di tegole. Molto frequenti risultano le anfore ampiamente attestate e diffuse a partire dalla fine del 1st fino al 3rd secolo AD, di produzione africana (Africana I, IIA e IIB), betica e orientale.



Figura 3.34 - Us 549: Livello ricco in materiale ceramico dell'Us 549 (3rd secolo AD).



Figura 3.35 - Dettaglio di residuo di costruzione presente nell'Us 549.



Figura 3.36 - Dettaglio di residuo ceramico presente nell'Us 549.

L'Età Romana termina verso l'alto (quota top -4,13 m) con un sedimento di sabbia fine debolmente limoso (**Us 548**) (Fig. 3.37). Nel dettaglio, esso è costituito da una sabbia fine marroncina con rari blocchi subarrotondati decimetrici di tufo e di calcare, questi ultimi verosimilmente connessi a materiale da costruzione. Il deposito presenta una leggera coesione ed un buon grado di classazione. Le strutture sedimentarie che lo caratterizzano sono rappresentate da una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni), che a luoghi passa a concavo convessa.



Figura 3.37 - Sedimento fine di spiaggia sommersa (Us 548) che chiude la successione Romana.

Procedendo verso l'alto nella successione fino a -4,00 m slm si rinviene un deposito della seconda metà 4th secolo AD (**Us 534**). Esso è caratterizzato da sabbia media-grossolana mal classata grigiastra massiva con diffuse lenti di circa 10-15 di lunghezza di sabbia molto grossolana e ghiaietto di natura poligenica costituito da pomici centimentriche da sub angolari a sub arrotondate, residui ceramici ad alto indice di frammentazione e clasti nero grigiastri a spigoli subangolari di natura vulcanica. All'interno del deposito si rinvencono blocchi dell'ordine del decimetro di Tufo Giallo Napoletano piuttosto arrotondati (Fig. 3.38). Esso si rinviene oltre che in sezione, su tutta la superficie dell'area di scavo. Date le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie sopra descritte, l'intera sezione può rappresentare livelli di ambiente sommerso e di battigia sovrapposti tra loro.

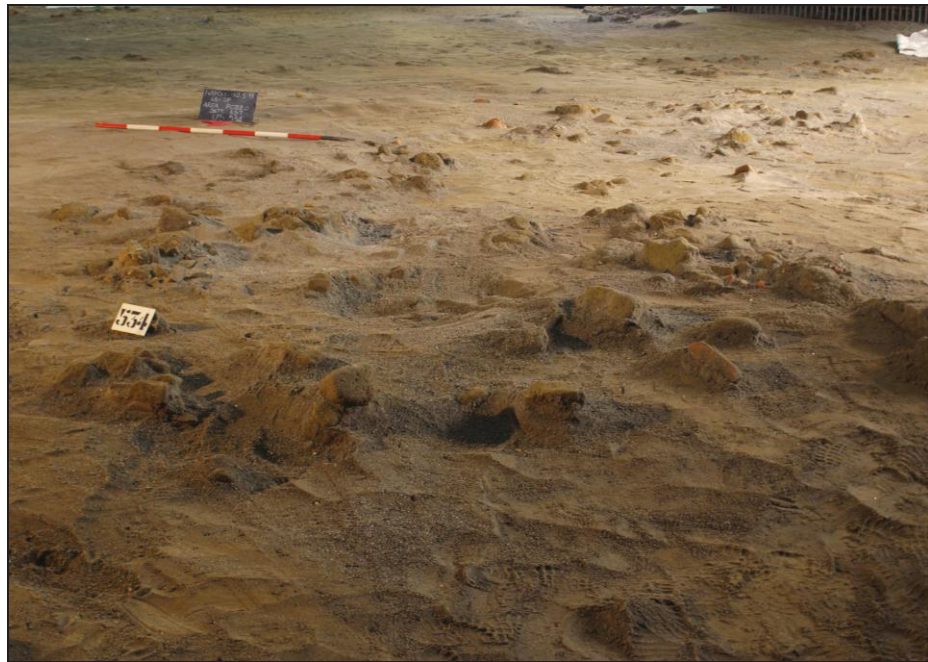
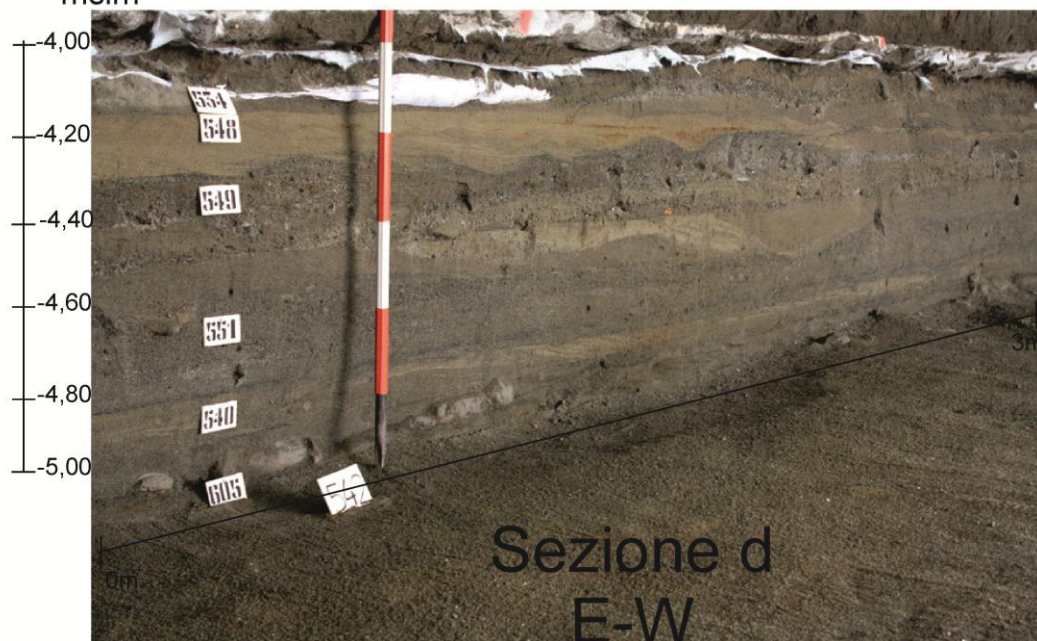


Figura 3.38 - Sabbia media e grossolana di inizio Tarda Antichità (Us 534).

Quote assolute
mslm



Quote assolute
mslm

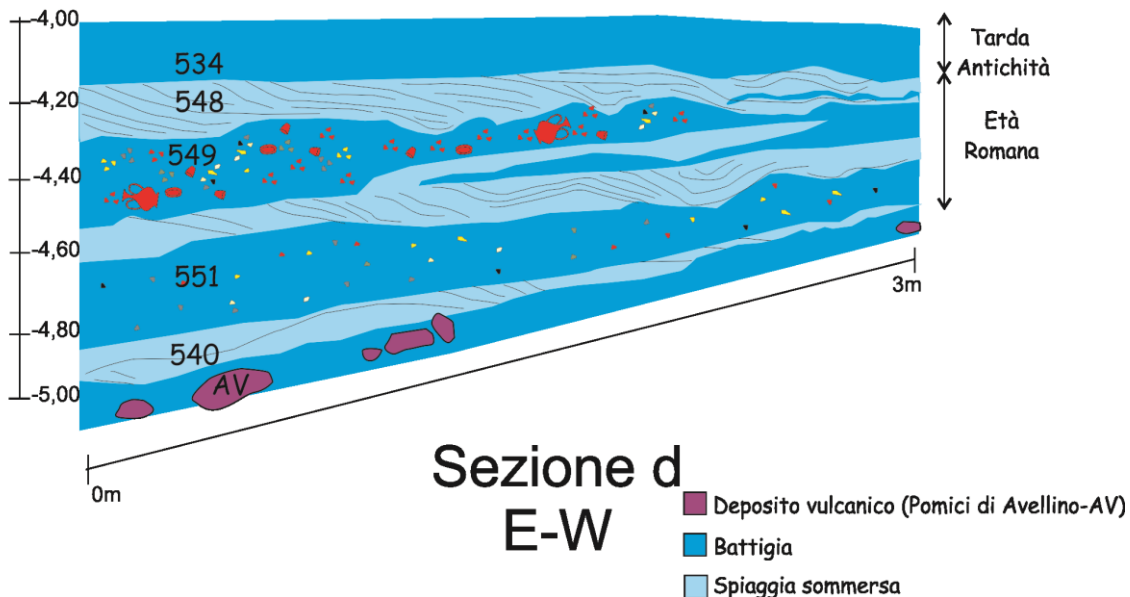


Figura 3.39 - Sezione stratigrafica “d” con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

3.2.2.2. Sezioni stratigrafiche del cantiere AM

Il cantiere “Arco Mirelli” è collocato nella zona della villa Comunale all’altezza di Piazza della Repubblica. Le operazioni di scavo si sono realizzate tra gli anni 2010-2011 ad opera di un’equipe archeologica composta dalla Dott.ressa Claudia Bartoli, e dal Dott.re Marco Giglio coordinata dalla Dott.ressa Daniela Giampaola. La descrizione dei dati stratigrafici emersi durante le fasi di scavo e le relative interpretazioni ambientali di seguito presentate, sono il frutto della collaborazione tra la squadra

archeologica suddetta e il Dipartimento di Scienze della Terra, delle Risorse e dell'Ambiente rappresentato oltre che dalla scrivente, nella sola fase di interpretazione archeostratigrafica a posteriori delle fasi di scavo, dalla Professoressa Paola Romano e dal Professore Aldo Cinque, dalle Dott.resse Geolinda Irollo, Maria Rosaria Ruello e dal Dott.re Francesco Detta che hanno preso parte alla visione dei depositi durante le attività di scavo. Il riconoscimento dei depositi vulcanici è stato eseguito dal Dott.re Mauro Di Vito dell'Osservatorio Vesuviano. Le attribuzioni cronologiche alle varie Uss sono state effettuate dalla squadra archeologica a seguito dell'analisi e delle interpretazioni dei materiali ceramici rinvenuti (*Bartoli et al., 2012*). La successione archeostratigrafica indagata ricopre un intervallo temporale compreso tra l'Età Pre-Protostorica e l'Età Moderna. Le operazioni di scavo hanno interessato tre saggi contingui che da ovest verso est prendono il nome di Saggio B, Fascia C e Saggio A (Figg. 3.40 e 3.41).

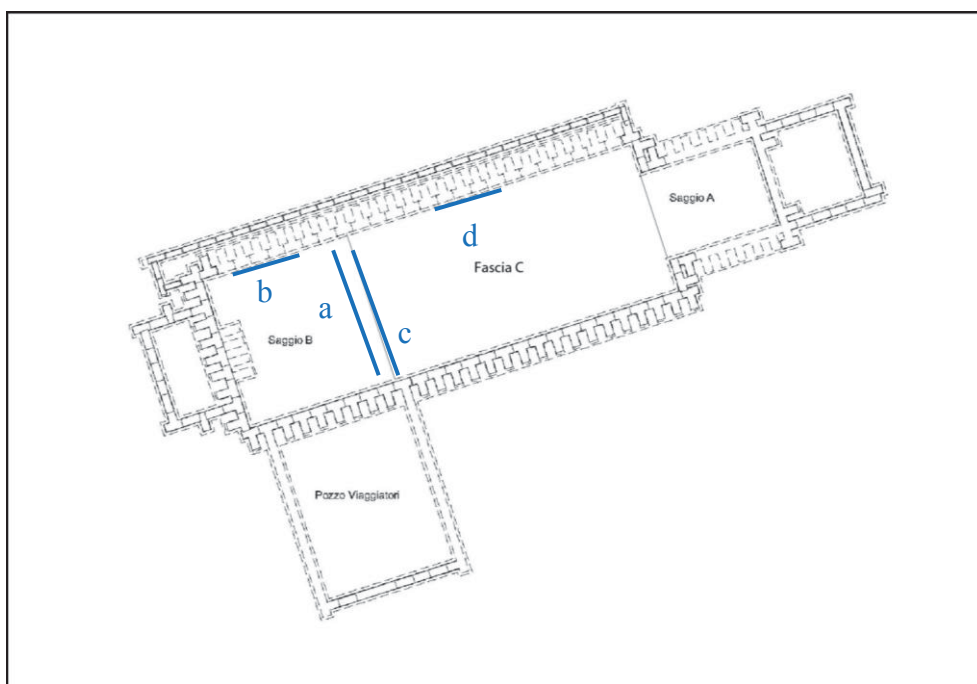


Figura 3.40 - Pianta del Cantiere “Arco Mirelli” e ubicazione delle sezioni paleoambientali di dettaglio ricostruite.

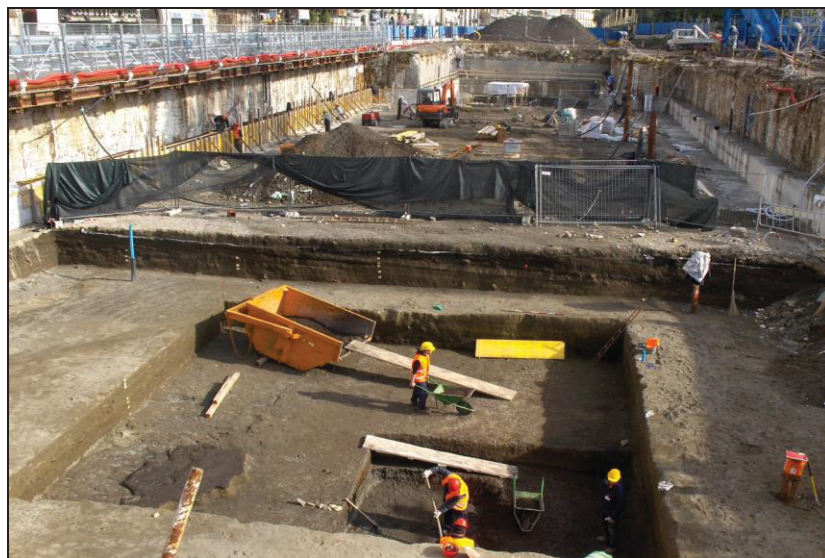


Figura 3.41 - Vista sul cantiere Arco Mirelli: in primo piano il saggio "B" e sullo sfondo la sagoma del saggio "A".

Sezione stratigrafica "a" (Fig. 3.45):

La sezione stratigrafica "a" è compresa tra -3,60/-2,40 m slm. Procedendo dal basso verso l'alto si rinviene un deposito ascrivibile alla seconda metà del 1st secolo AD (Us 376) che arriva a circa -3,10 m slm. Esso è costituito da sabbia fine mediamente classata, marroncina e grigia organizzata in lamine di pochi centimetri che contengono sporadiche pomici subcentimetriche ben arrotondate, ghiaietto poligenico e rari blocchi da decimetrici a centimetrici di tufo a spigoli smussati. Il livello presenta stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni; Fig. 3.42). Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretare il contesto deposizionale come ascrivibile ad un ambiente sommerso.



Figura 3.42 - Stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni) nell'Us 376.

Nella porzione NW della sezione, il top di questa unità stratigrafica è troncato da un livello (Us 377) costituito da sabbia grossolana e ghiaia in giacitura caotica eterometrica e poligenica priva di una particolare organizzazione costituita da pomici subcentimetriche, litici nerastri, blocchi deci-centimetrici di tufo a spigoli smussati e frammenti ceramici con fratture nette. Nella porzione settentrionale dello scavo questa

unità è tagliata da un deposito della seconda metà del 1st secolo AD (Us 375) a circa -2,90 m slm costituita da ghiaietto pomiceo grigiastro arrotondato centimetrico, ciottoletti arrotondati e ben appiattiti di litici lavici nerastri, ciottoli tufacei ben arrotondati e frammenti ceramici a spigoli subarrotondati. Il deposito appare fittamente clinostratificato verso SE. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretarlo come un deposito di battigia. Questa unità di battigia nella parte centrale della sezione mostra un evidente passaggio (Us 374) ad un deposito costituito da sabbie fini e medio-fini brune debolmente laminate che conservano strutture da *cross-stratification* attribuibili alla migrazione di *megaripples*. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretarlo come espressione di un ambiente sommerso. Procedendo verso l'alto a circa -2,50 m slm si rinviene un'ulteriore battigia di seconda metà del 1st secolo AD (Us 373) in assetto progradante rispetto a quella sottostante che verso sud passa con contatto eteropico ad una spiaggia sommersa (Us 372). Le caratteristiche composizionali e le strutture sedimentarie presenti in questo sistema battigia/spiaggia sommersa sono analoghe a quelle del sistema immediatamente sottostante, pure presentando, nell'ambito della di battigia, livelli clinostratificati ad angolo più elevato di circa 10°. Nella zona centrale e meridionale della sezione si rinviene un altro livello in fase progradante rispetto ai depositi sottostanti. Esso risulta caratterizzato da un primo livelletto nerastro di litici lavici spesso in media 5 cm seguito da un altro di ghiaia e sabbia grossolana mediamente classata marroncina poligenica costituita da ciottoletti arrotondati e ben appiattiti di litici lavici grigiastri, frammenti ceramici a spigoli subarrotondati e pomici arrotondate subcentimetriche non organizzate nel sedimento. L'intera unità risulta clinostratificata verso sud. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretarlo come un deposito di battigia (Us 369). Nel settore centrale della sezione la sedimentazione di questo periodo comincia a circa -2,85 m slm con un livello limo argilloso di colore grigio chiaro marroncino con all'interno pomici subcentimetriche diffuse. Probabilmente esso è da riferirsi ad un piccolo stagno di acqua bassa in prossimità della costa. Esso tende ad ispessirsi verso sud passando da circa 5 cm a circa 20cm (Fig. 3.43).



Figura 3.43 - Limo argilloso relativo ad piccolo stagno di acqua bassa in prossimità della costa.

Nel settore centrale a circa -2,80 m slm si rinviene un deposito costituito da ghiaia e sabbia molto grossolana poligenica ed eterometrica mal classata formata da pomici grigiastre subangolari centimetriche, litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, blocchi di tufo subangolari da subcentimetrici a decimetrici di colore nerastro (**Us 361**) (Fig. 3.44). Il deposito ha restituito abbondanti frammenti ceramici da subcentimetrici a decimetrici di 2nd secolo AD. Esso può indicare l'impostazione di un ambiente emerso.



Figura 3.44 - Us 361: Deposito di spiaggia emersa di 2nd secolo AD.

A circa -2,30 m slm un livello di battigia tronca il livello (**Us 362 = 371**) sottostante di spiaggia emersa da un punto di vista compositivo è analogo al sottostante ma presenta una debole clinostratificazione verso sud. Esso ha restituito frammenti ceramici inquadrabili agli inizi del 3rd secolo AD.

Nel complesso la sequenza indica una sequenza shallowing upward almeno fino all'Us 361 indicando un'avanzamento della linea di costa. Osservando la sequenza nella parte centrale si legge un trend progradazionale e poi di nuovo lievemente transgressivo con passaggio da depositi eolici a depositi di battigia. Spostandosi di poco a SE si osserva invece una sequenza progradazionale e con all'intero una discontinuità e senza evidenze di transgressione. Tuttavia i rapporti tra le due unità sono eteropici. Ciò potrebbe dipendere dal taglio della sezione. Spostandosi verso SE la sequenza verticale vede la giustapposizione con salto di facies tra depositi di spiaggia sommersa e depositi di spiaggia emersa. Ciò potrebbe essere condizionato dalla forza erosiva dell'unità di ambiente emerso al momento della sua messa in posto

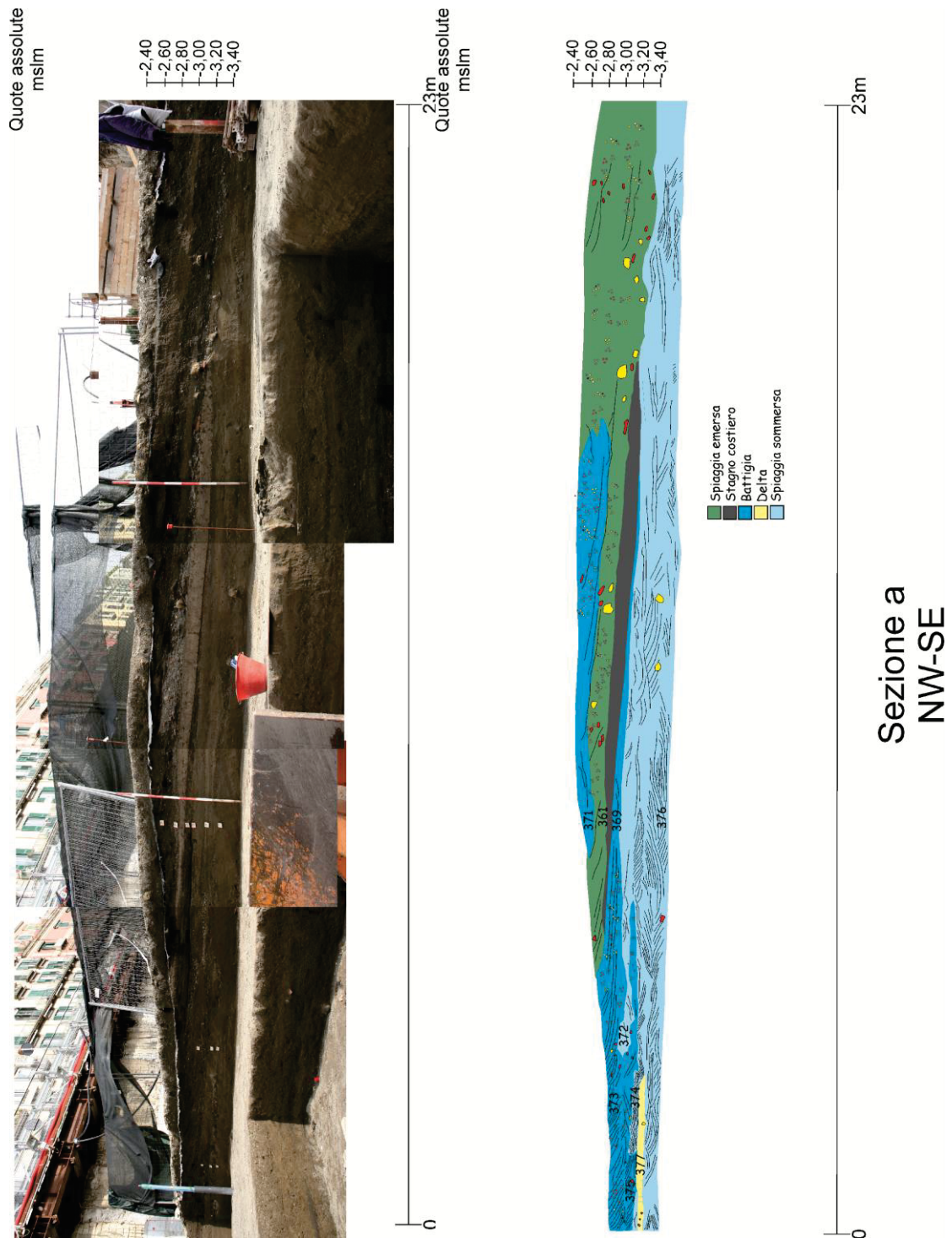


Figura 3.45 - Sezione stratigrafica “a” con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

Sezione stratigrafica “b” (Fig. 3.48):

La sezione stratigrafica “b” è compresa tra -2,70/-0,70 m slm. A circa -2,70 m slm nella fascia settentrionale del saggio si rinvencono depositi giustapposti di spessore medio di circa 30 cm (**Uss 388, 381, 352**) databili tra la fine del 3rd e il 4th secolo AD. Essi sono costituite da sabbia media (**Us 388**) e medio grossolana (**Uss 381, 352**) mal classata debolmente organizzata in lamine pianoparallele mediamente di 5cm di colore grigio e bruno. Nel dettaglio si rinvencono pomici subcentimetriche diffuse e non organizzate nel sedimento da subarrotondate a subangolari, litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, rari blocchi di tufo subangolari subcentimetrici. Le caratteristiche tessiturali e le strutture sedimentarie inducono ad interpretare queste unità come espressione di un ambiente emerso. Queste unità sono composte da ghiaie grigiastre in ciottoli sub-arrotondati e appiattiti. I depositi di spiaggia emersa sono tagliati da un’interfaccia di erosione (**Us 350**) a circa -2,30 m slm costituita da fosse di forma irregolare, con pareti oblique e fondo concavo, che a luoghi intaccano il deposito sottostante fino ad un metro di profondità. I solchi di erosione sono riempiti da una sabbia medio-grossolana mal classata di colore grigio-verdastro scuro, con inclusi molto frequenti, costituiti da numerosi litici lavici, con frammenti di tufo, sporadici frammenti ceramici a spigoli vivi a medio indice di frammentazione (**Us 349**). Essi possono essere interpretati come solchi di erosione torrentizi successivamente riempiti. Al di sopra è stato rinvenuto (quote: c.a -1,70 m slm) uno strato grigio-verdastro a matrice cineritica, sabbioso, debolmente limoso, contenente abbondanti pomici arrotondate (**Us 334**), intercettato con continuità in tutta la fascia settentrionale dell’area di scavo, coperto in alcuni punti da lenti di cinerite rimaneggiata limosa di colore grigio (**Us 330**). I materiali rinvenuti nel riempimento dei tagli e i pochi frammenti attestati all’interno di **Us 334** sono inquadrabili cronologicamente nel 4th secolo AD. L’assenza di selezione e la distribuzione caotica dei materiali portano ad interpretare tale deposito come il risultato di una o più fasi successive di scarichi antropici e il relativo impiego della spiaggia sottostante come apposita area di discarica. Questi scarichi potrebbero essere anche inquadrabili in un contesto più ampio di sistemazione e protezione della spiaggia emersa dall’erosione marina. Al top dell’unità alluvionale a circa -1,70 m slm si imposta un livello spesso circa 20 cm formato da sabbie di spiaggia emersa (**Us 321**) immergenti a basso angolo verso mare. L’unità è costituita da sabbie grossolane con ghiaia in ciottoli. Al disopra di questo deposito, a circa -1 m slm si dispone un deposito ascrivibile ad un accumulo di origine antropico (**Us 326**) di 5th secolo AD (Figg. 3.46 e

3.47). Nel dettaglio tale livello è costituito da blocchi di tufo e frammenti di muri pezzame e scaglie di tufo, frammenti di cocciopesto, nuclei di malta, laterizi, litici lavici e frammenti ceramici, in giacitura caotica. I blocchi sono eterometrici, spesso di grandi dimensioni, quelli più piccoli si presentano talvolta ammaltati. Il muro meglio conservato aveva una lunghezza max di 2,80 m e si conservava per un'altezza di 1,25 m. Sono inoltre attestati numerosi lacerti di muri in opera reticolata con cubilia di 8x8 cm, con paramento esterno talvolta rivestito. I blocchi e i frammenti di muro sono circondati da sabbia grossolana e ghiaia in ciottolotti sub-arrotondati organizzata in alternanze di livelli al massimo centimetrici. L'assenza di selezione e la distribuzione caotica dei materiali portano ad interpretare tale deposito come il risultato di uno o più fasi successive di scarichi antropici e il relativo impiego della spiaggia sottostante come apposita area di discarica. Questi scarichi potrebbero essere anche inquadrati in un contesto più ampio di sistemazione e protezione della spiaggia emersa dall'erosione marina. I livelli della sequenza stratigrafica della presente sezione fin qui descritti sono databili alla Tarda Antichità. Al disopra di una superficie di discontinuità che tronca i depositi di spiaggia della Tarda Antichità. Tra -1,30 e 0,79 m slm si riviene un deposito, (Us 323) costituito da sabbia medio grossolana poligenica mal classata ed eterometrica formata da litici lavici tabulari da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro e rari frammenti ceramici a spigoli angolari. Questa unità è caratterizzata da una forte pendenza in senso nord/sud e con uno spessore variabile tra i 50 cm a nord e 5 cm a sud.



Figura 3.46 - Us 326: Deposito di origine antropica costituito da blocchi di tufo e frammenti di muri (5th secolo AD).



Figura 3.47 - Us 326: Dettaglio del deposito di origine antropica costituito da blocchi di tufo e frammenti di muri (5th secolo AD).

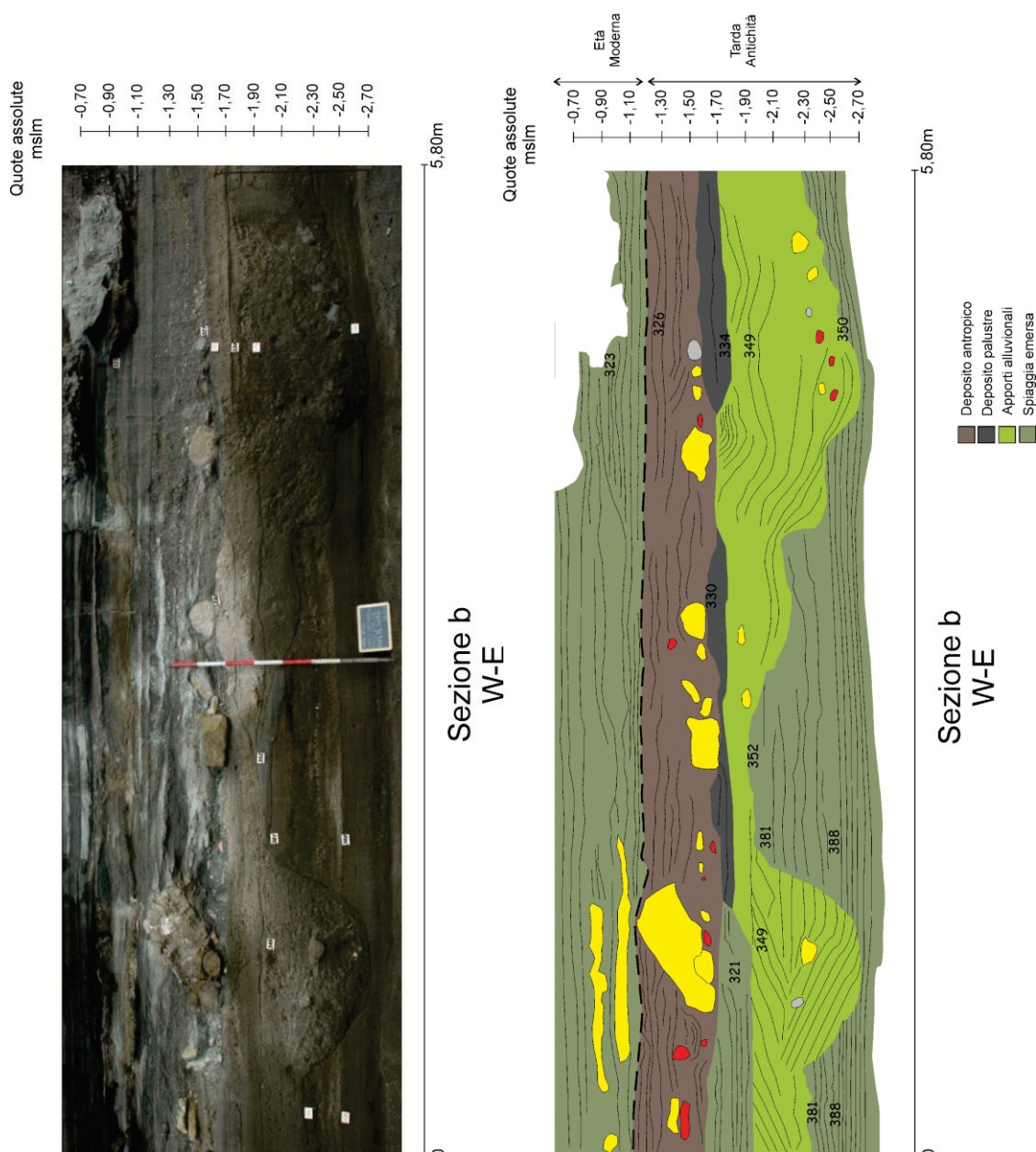


Figura 3.48 - Sezione stratigrafica “b” con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

Sezione stratigrafica “c” (Fig. 3.50):

La sezione stratigrafica “c” è compresa tra circa -1,50 /0 m slm. Nell’area centro meridionale della sezione a circa -1,50 m slm si rinviene un deposito (**Us 319**) costituito da sabbia mal classata medio fine intervallata a lenti di sabbia grossolana e ghiaia costituite da litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nero, grigio e biancastro, blocchi di tufo subarrotondati e subangolari e rari inclusi ceramici centimetrici a spigoli subarrotondati di Epoca Vicereale. L’intero deposito presenta una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni). Caratteristiche tessiturali e granulometriche di questo tipo potrebbero far interpretare questo deposito come ascrivibile ad un ambiente deltizio (Fig. 3.49).

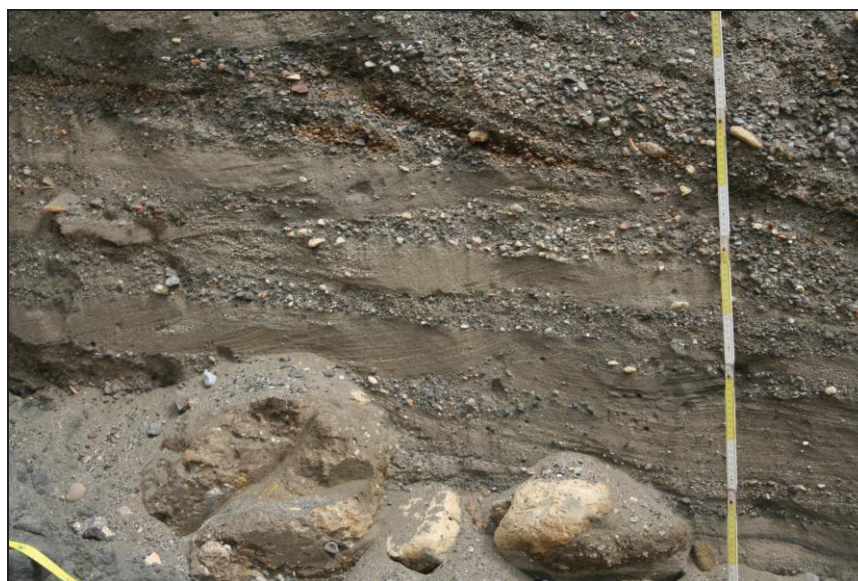


Figura 3.49 - Dettaglio del deposito deltizio con stratificazione a festoni (Us 319).

A quote comprese tra circa $-0,30$ m slm, nel settore nord, e $-1,30$ m slm, nel settore sud, si rinvennero depositi di sabbia media di colore marroncino (Us 318, 316) mediamente classate. A loro interno si presentano litici lavici e frammenti ceramici subcentimetrici a spigoli perlopiù angolari organizzati in livelletti di circa 5 cm. Esse potrebbero rappresentare l'impostazione di ambiente emerso. Il top di queste unità è troncato da una superficie di abrasione su cui si imposta a quote comprese tra $-0,10/-1,00$ m slm un deposito di sabbia grossolana e ghiaia mal classata (Us 315) di 15th-16th secolo AD poligenica ed eterometrica formata da pomici grigiastre subangolari centimetriche, litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, frammenti ceramici centimetrici. Lo strato appare clinostratificato verso sud ed interpretabile come deposito di battigia. Procedendo verso l'alto nella sezione si rinviene un deposito di sabbia media grossolana mal classata di colore marroncino (Us 313), il cui top del limite esterno si colloca ad una quota di $-0,45$ m slm. A suo interno presenta litici lavici di forma a bastone e discoidale e frammenti ceramici subcentimetrici a spigoli da perlopiù angolari. L'intero deposito presenta una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni). Siffatte caratteristiche inducono ad interpretarlo come espressione di un ambiente deltizio. La successione di 15th-16th secolo AD si chiude, con livelli di sabbia media (Uss 312, 311, 308, 300) e grossolane (Us 310) il cui spessore totale risulta di circa 70 cm sovrapposti di colore grigio marrone debolmente clinostratificati verso mare. Così come i livelli sottostanti, queste unità presentano al loro interno litici di forma tabulare mal classati lavici da subcentimetrici a centimetrici

di colore nerastro, frammenti ceramici subcentimetrici a spigoli perlopiù angolari, ciottoli e ciottoletti tufacei giallastri non organizzati nel sedimento. Queste unità potrebbero, date le loro caratteristiche sedimentologiche, essere riferibili ad un ambiente emerso. L'intera successione è ascrivibile all'Età Moderna.

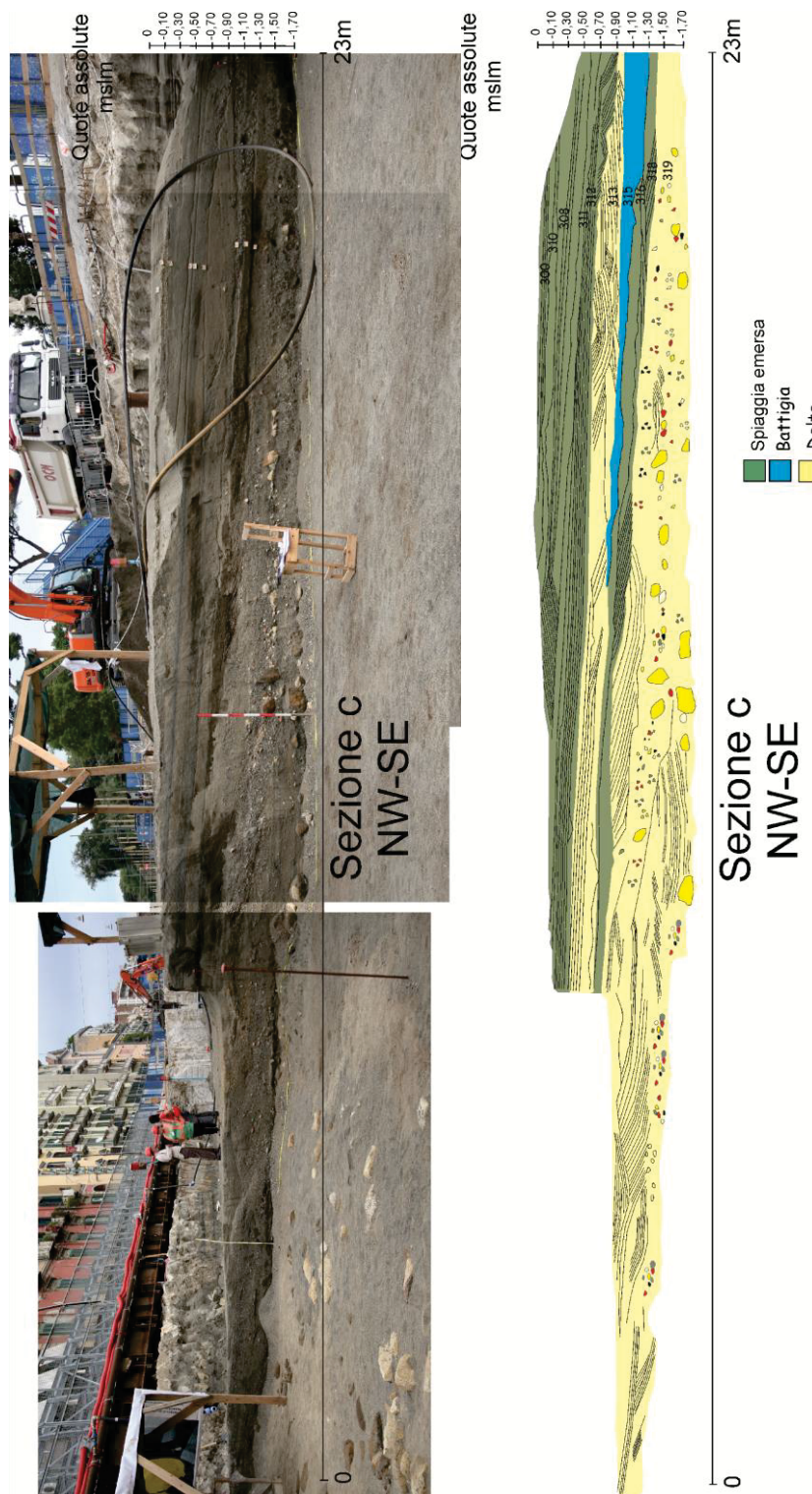


Figura 3.50 - Sezione stratigrafica "c" con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

Sezione stratigrafica “d” (Fig. 3.52):

La sezione stratigrafica “d” è compresa tra -2,30/-0,70 m slm. A circa -2,30 m slm si rinvencono depositi giustapposti di spessore medio di circa 30 cm databili tra la fine del 3rd e il 4th secolo AD. Essi sono costituiti da sabbia media e medio grossolana debolmente organizzata in lamine pianoparallele mediamente di 5cm di colore grigio e bruno. Nel dettaglio si rinvencono pomici subcentimetriche diffuse da subarrotondate a subangolari, litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, rari blocchi di tufo subangolari subcentimetrici non organizzati nel sedimento e mal classati. Le caratteristiche tessituarli e le strutture sedimentarie inducono ad interpretarle come espressione di ambiente emerso. Queste unità sono tagliate per tutto il loro spessore da fosse di forma irregolare, con pareti oblique e fondo concavo. I solchi di erosione probabilmente di natura torrentizia sono riempiti da una sabbia grossolana e ghiaia mal classate poligeniche di colore grigio-verdastro scuro, con inclusi costituiti da abbondanti litici lavici, con frammenti di tufo, sporadici frammenti ceramici a spigoli vivi a medio indice di frammentazione e blocchi di cinerite a margini arrotondati (**Us 417**). Al di sopra (quote: -1,70-1,50 m slm) è stato intercettato uno strato grigiastro a matrice cineritica (**Us 416**), sabbioso, debolmente limoso, contenente frequenti pomici arrotondate, coperto in alcuni punti da lenti di cinerite rimaneggiata limosa di colore grigiastro. I materiali restituiti dal riempimento dei tagli e i pochi frammenti rinvenuti all'interno di Us 417 sono inquadrabili cronologicamente nel 4th secolo AD. Al top dell'Us 416 a circa -1,30 m slm si imposta un livello spesso circa 20 cm formato da sabbie di spiaggia emersa (**Us 412**) immergenti a basso angolo verso mare. L'unità è costituita da sabbie grossolane con ghiaia in ciottoli mal classate poligeniche in giacitura massiva costituite da abbondanti litici non organizzati nel sedimento tabulari e subsferici lavici, tufacei e ceramici a spigoli vivi a medio indice di frammentazione e blocchi di cinerite a margini arrotondati. Al disopra di questo deposito, a circa -1m slm si dispone un livello ascrivibile ad un accumulo di origine antropico (**Us 408**) di 5th secolo AD (Fig. 3.51). Nel dettaglio tale livello è costituito da blocchi di tufo e frammenti di muri, frammenti di cocciopesto, nuclei di malta, laterizi, litici lavici e frammenti ceramici, disposti in modo fitto con andamento caotico. I blocchi sono eterometrici, spesso di grandi dimensioni. I frammenti di muratura sono riconducibili a due diverse tipologie: muri in blocchetti di tufo a corsi paralleli alternati a livelli di malta, con blocchetti rozzamente sbazzati, di forma parallelepipedica irregolare, malta grigiastra, molto ricca in pomici e con subordinati nuclei di calce. Il muro meglio

conservato aveva una lunghezza max di 2,80 m e si conservava per un'altezza di 1,25 m. I blocchi e i frammenti di muro sono circondati da sabbia grossolana e ghiaia in ciottolotti sub-arrotondati organizzata in alternanze di livelli al massimo centimetrici.

I livelli fin qui descritti sono databili alla Tarda Antichità. Al disopra di una superficie di discontinuità che tronca i depositi di spiaggia della Tarda Antichità si rinviene un deposito, (Us 409) costituito da sabbia medio grossolana poligenica ed eterometrica mal classata formata da litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro e rari frammenti ceramici a spigoli angolari entrambi non organizzati nel sedimento.

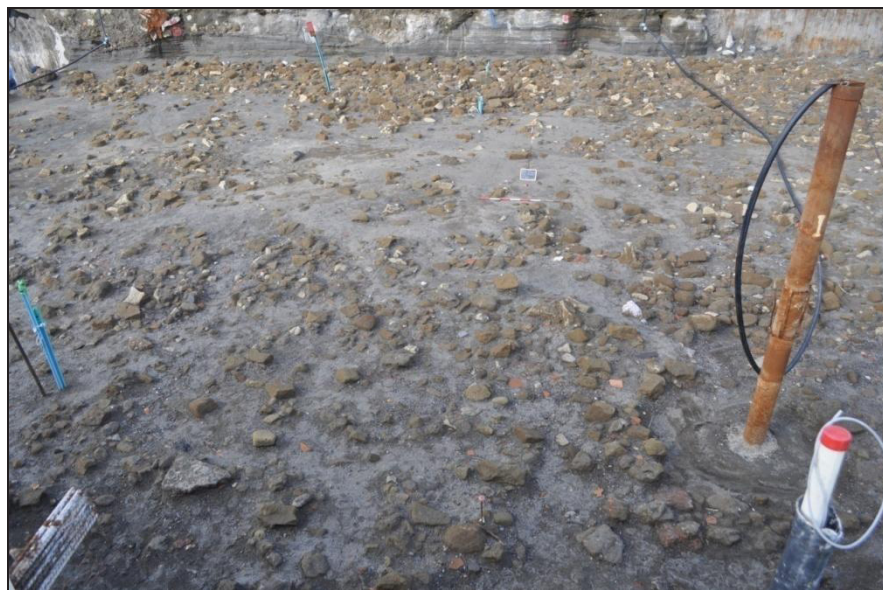


Figura 3.51 - Us 408: Deposito di origine antropica costituito da blocchi di tufo e frammenti di muri (5th secolo AD).

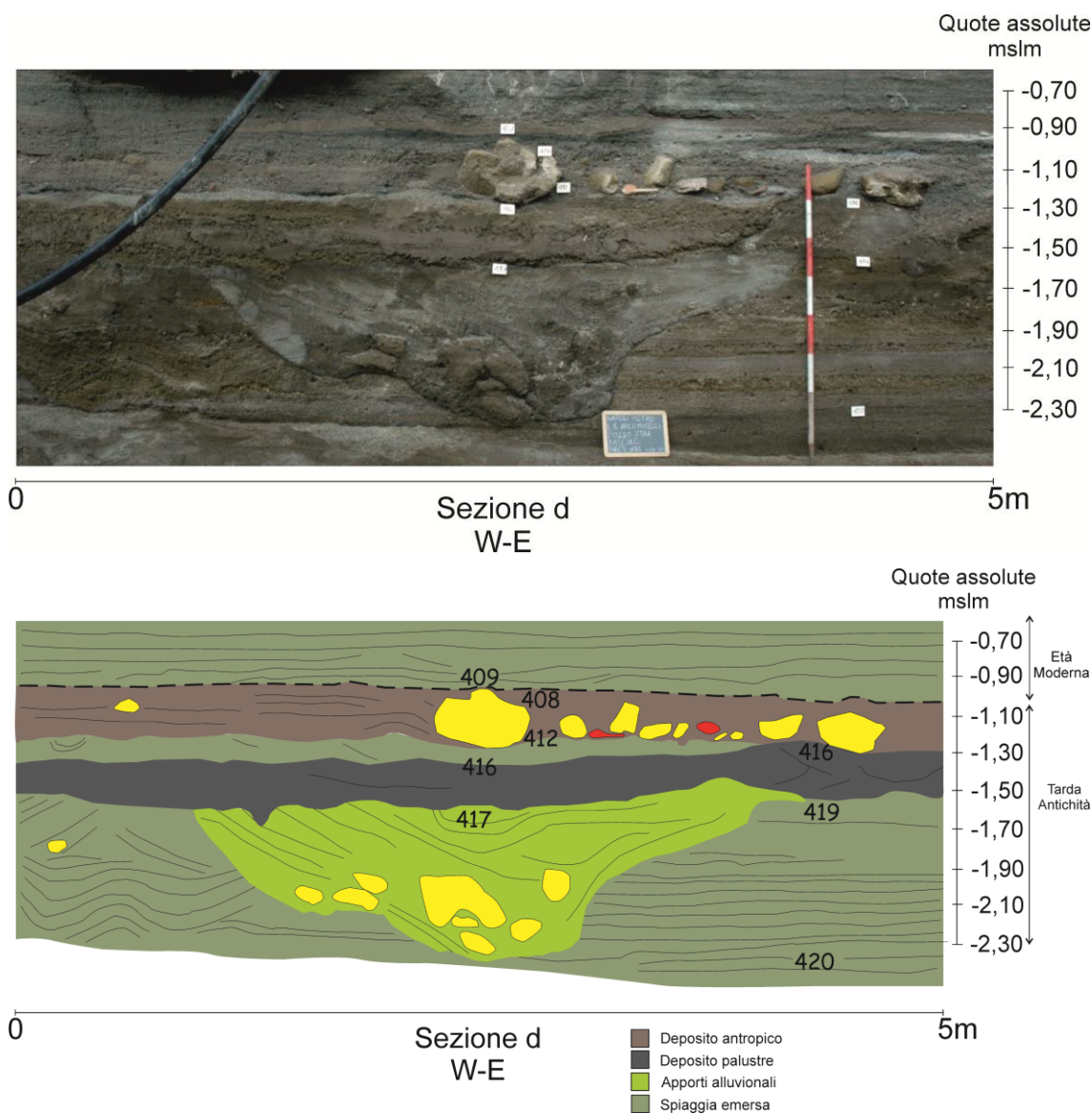


Figura 3.52 - Sezione stratigrafica “d” con possibili ipotesi dei paleoambienti deposizionali.

3.2.2.3. Evoluzione della fascia Costiera

La successione archeostratigrafica indagata ricopre un intervallo temporale compreso tra l’Età Pre-Protostorica e l’Età Moderna. I dati su esposti, integrati con quelli raccolti dall’intera equipe di studiosi coinvolta (cfr. Tab. 1.1) hanno permesso di ricostruire la successione di eventi paleodeposizionali che hanno interessato l’area costiera studiata, mettendola in relazione agli scenari evolutivi dei retrostanti versanti ed all’evoluzione degli insediamenti antropici nell’area. Come anticipato, i dati complessivi e le ricostruzioni dettagliate sono stati descritti nel lavoro di tesi di Detta F. (a.a. 2010-2011) e nell’articolo di Romano P., Di Vito M.A., Giampaola D., Cinque A., Bartoli C., Boenzi G., Detta F., Di Marco M., Giglio M., Iodice M., Liuzza V., Ruello M.R., Schiano di Cola C. (2013), Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic

factors in the Holocene landscape: A study of the Naples coastline during the last 6000 years. Di seguito ci si riferirà a detti lavori, di cui si riportano gli schemi paleogeografici di sintesi. La ricostruzione verrà di seguito descritta in accordo con lo schema di periodizzazione di seguito rappresentato:

- PERIODO I: Età Pre-Protostorica
- PERIODO II: Età Greca (fine 8th - 326 BC)
- PERIODO III: Età Romana
 - Fase 1: Età Ellenistico-Romana (4th – inizi 3rd BC -1st secolo BC)
 - Fase 2: Prima Età Imperiale (1st secolo AD)
 - Fase 3: Età Medio/Tardo-Imperiale (2nd-3rd secolo AD)
- PERIODO IV: Età Tarda Antichità (dal 284 al 604 AD)
- PERIODO V: Età Alto-Medioevale (dal 604 all'11th secolo AD)
- PERIODO VI: Età Basso -Medioevale (dal 12th alla fine del 15th secolo AD)
 - Fase 1: secc. 12th-13th
 - Fase 2: secc. 14th-15th
- PERIODO VII: Età Moderna (dalla fine del 15th al 19th secolo AD)

PERIODO I: Età Pre-Protostorica

Durante tutto il periodo Preistorico la Baia di Chiaia in corrispondenza delle aree dei cantieri 'Arco Mirelli e San Pasquale' è caratterizzata da un ambiente di spiaggia sommersa. L'analisi dei dati archeostratigrafici del cantiere 'San Pasquale' evidenzia che tra circa -5,20 m e -5,90 m slm è rinvenuto un sedimento ascrivibile ad un ambiente marino sommerso interessato da sporadici episodi di natura alluvionale che mettono in posto livelli eterometrici e poligenici discontinui (Sez a e b cantiere SP, Figg. 3.28 e 3.30). Generalmente esso è caratterizzato da sabbie medio fini marroncine grigio-beige monogeniche costituite da una preponderanza di cristalli sialici millimetrici a spigoli subarrotondati e subordinatamente da cristalli femici. La sabbia si presenta con buon grado di classazione. Il deposito è organizzato in strutture sedimentarie rappresentate da una stratificazione incrociata concava (stratificazione a festoni), che a luoghi passa a concavo convessa. Il top di questo livello marino sommerso è conformato a ripples simmetrici (Sez c cantiere SP, Fig. 3.33). Gli sporadici ritrovamenti ceramici rinvenuti per quest'arco temporale evidenziano una frequentazione della Baia di Chiaia avvenuta tra il Neolitico e l'Enelolitico nelle aree di versante a monte delle falesia, pur escludendo

tuttavia la nascita di centri stabili e ben definiti arealmente. Depositi piroclastici ascrivibili all'eruzione di Agnano Monte Spina (c.a. -5,20/-4,80) coprono i depositi di ambiente sommerso sia nel cantiere SP (Sez b e c cantiere SP, Fig. 3.30 e 3.33) che in quello AM. Una piattaforma di abrasione di ambiente mesolitorale è intagliata sui livelli vulcanici della suddetta eruzione. I resti della piattaforma presentano numerosi solchi e creste, vasche e larghe e profonde buche, quali evidenze attribuibili all'abrasione selettiva da parte del moto ondoso. Agli inizi dell'Età Protostorica su tale piattaforma di abrasione vengono a deporsi i prodotti di un esteso flusso piroclastico proveniente dall'eruzione vesuviana di Avellino. Tali blocchi sono rinvenuti sia nel cantiere SP (Sez b e d cantiere SP, Figg. 3.30 e 3.39) che in quello AM. Si tratta essenzialmente di un deposito di cenere grigiastra che, come emerso in entrambi i cantieri si conforma in tappeto di blocchi squadrati e rettangolari a spigoli subarrotondati. Il risultato di una sì fatta conformazione può essere associata allo spostamento e alla reciproca giustapposizione dei blocchi sulla piattaforma di abrasione, e costituisce un'evidenza di intensi episodi di tempesta e di una continua azione erosiva da parte del moto ondoso che perdura durante tutto il periodo Protostorico. Il paesaggio ricostruito è caratterizzato da una costa alta intagliata nei prodotti vulcanici su detti (Figg. 3.53 e 3.54).

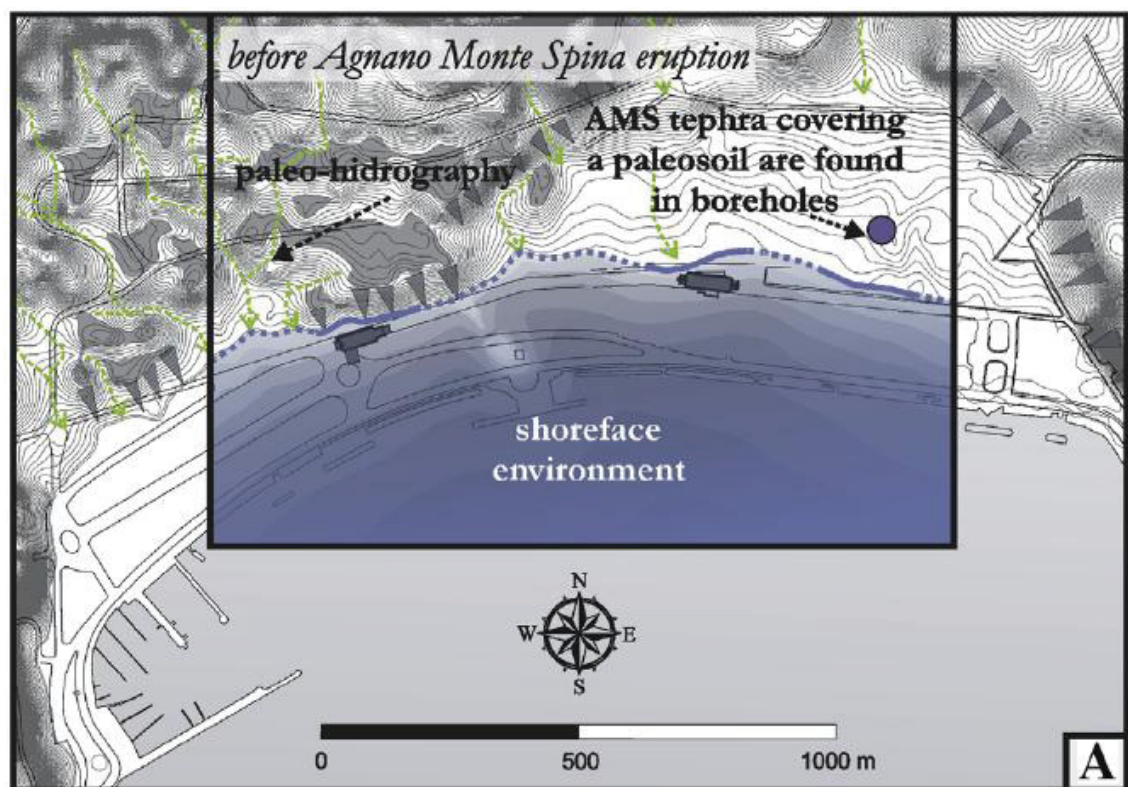


Figura 3.53 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio in Età Preistorica (Romano et al., 2013).

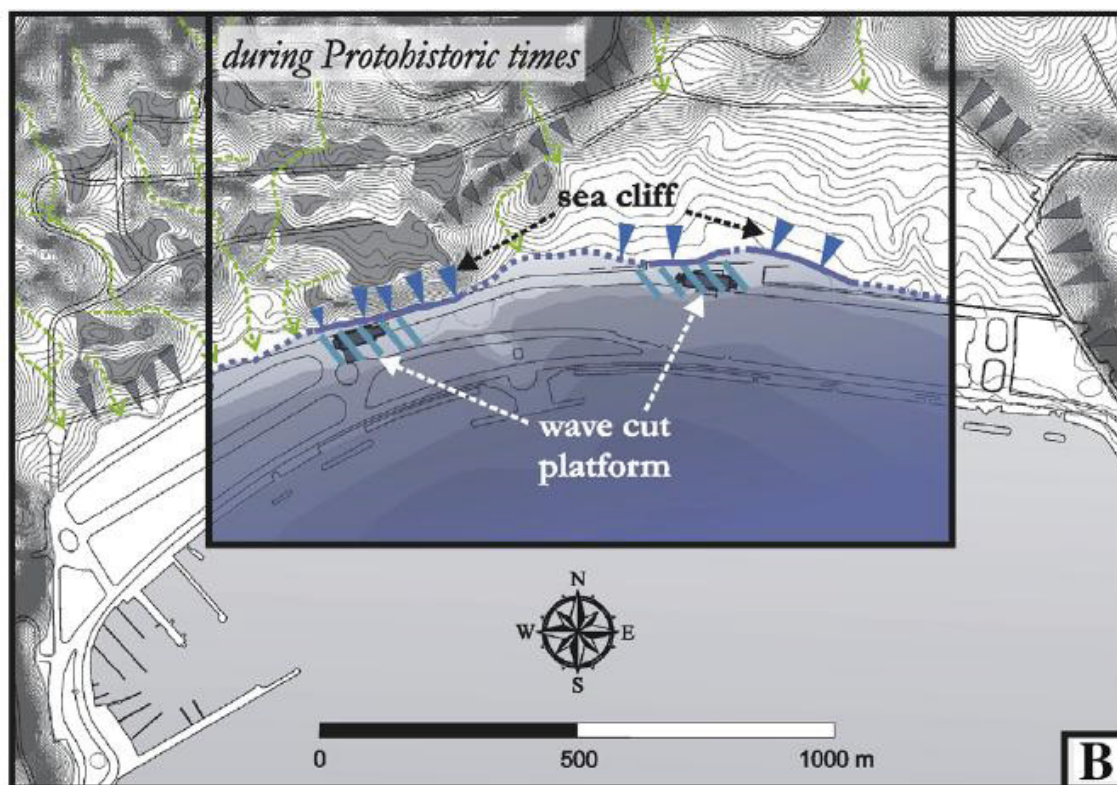


Figura 3.54 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio in Età Protostorica (Romano et al., 2013).

PERIODO II- III: Età Greca- Romana (fine 8th -3rd secolo AD) (Fig. 3.55)

Il periodo Greco-Romano evidenzia una progressiva variazione del contesto paleoambientale costiero rispetto all' intervallo temporale precedente. Sia nel cantiere 'San Pasquale' che in quello 'Arco Mirelli' l'Età Greco-Romana compresa tra la fase Arcaica e quella Ellenistico-Romana (8th -1st secolo BC) vede l'istaurarsi di un ambiente marino sommerso rispettivamente a circa -4,50 m e -4,00 m slm. Durante la prima Età Imperiale (1st secolo AD) la sequenza stratigrafica attestata sia nel cantiere 'Arco Mirelli' che 'San Pasquale' mostra l'alternarsi di depositi di ambiente sommerso e di battigia (Sez d cantiere SP, Fig. 3.39; Sez a cantiere AM, Fig. 3.45): sedimenti di sabbia medio fine con stratificazione incrociata concava si alternano a sabbie medio grossolane prive di particolari strutture sedimentarie. Così come accadeva durante l'intervallo precedente apporti torrentizi interrompono la sedimentazione di sabbia fine di ambiente sommerso inducendone fenomeni di erosione e di forte riduzione degli spessore dei depositi (Sez a cantiere AM, Fig. 3.45). Durante la fine del 1st secolo AD e in tutto il Medio Tardo Impero la deposizione marina e gli apporti inducono una tendenza progressiva alla progradazione della linea di riva in risposta della quale inizia a crescere una stretta fascia di spiaggia emersa ai piedi della paleofalesia Pre-Protostorica. Sebbene il cambiamento in termini paleoambientali appena menzionato

interessi tutta la Baia di Chiaia, esso è maggiormente evidente nel record stratigrafico messo in luce nel cantiere 'Arco Mirelli'. Qui, durante la seconda metà del 1st secolo AD, tra circa -2,90 e -2,50 m slm si attestano più sistemi di battigie in facies progradazionale sovrapposte tra loro il cui contatto eteropico con i relativi depositi di spiaggia sommersa tende a spingersi progressivamente verso mare via via che si risale verso l'alto nella successione (Sez a cantiere AM, Fig. 3.45). La Media e Tarda Età Imperiale evidenzia il pieno instaurarsi di un ambiente emerso che ricopre la maggior parte delle aree di scavo nel cantiere di 'Arco Mirelli' sovrastante i sistemi di battigia su menzionati: a circa -2,80 m slm si rinviene un deposito costituito da ghiaia e sabbia molto grossolana poligenica ed eterometrica mal classata formata da pomici grigiastre subangolari centimetriche, litici lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, blocchi di tufo subangolari da subcentimetrici a decimetrici di colore nerastro (Sez a cantiere AM, Fig. 3.45). Il deposito ha restituito abbondanti frammenti ceramici da subcentimetrici a decimetrici di 2nd secolo AD. Nel cantiere SP tra -4,50/-4,30 m slm si rinviene un deposito costituito in prevalenza da un livello di residui ceramici a spigoli subangolari eterometrici da pluridecimetrici centimetrici (Us 549= 535) ascrivibile al 3rd secolo AD. L'assenza di selezione e la distribuzione caotica dei materiali portano ad interpretare tale deposito come il risultato di una o più fasi successive di scarichi antropici, rielaborati dall'azione marina con funzione di protezione del litorale e delle strade romane, Via per Cryptam e Via per Colles, tra Neapolis e Puteoli dall'azione erosiva del mare. In entrambi i cantieri di 'San Pasquale' e di 'Arco Mirelli' l'abbondanza dei ritrovamenti archeologici specie per ciò che riguarda la fase Medio Tardo Imperiale è indicativa di una significativa e stabile presenza antropica dell'area a ridosso della fascia costiera in accordo con le tombe scoperte a via Bausan (Johannowsky, 1953).

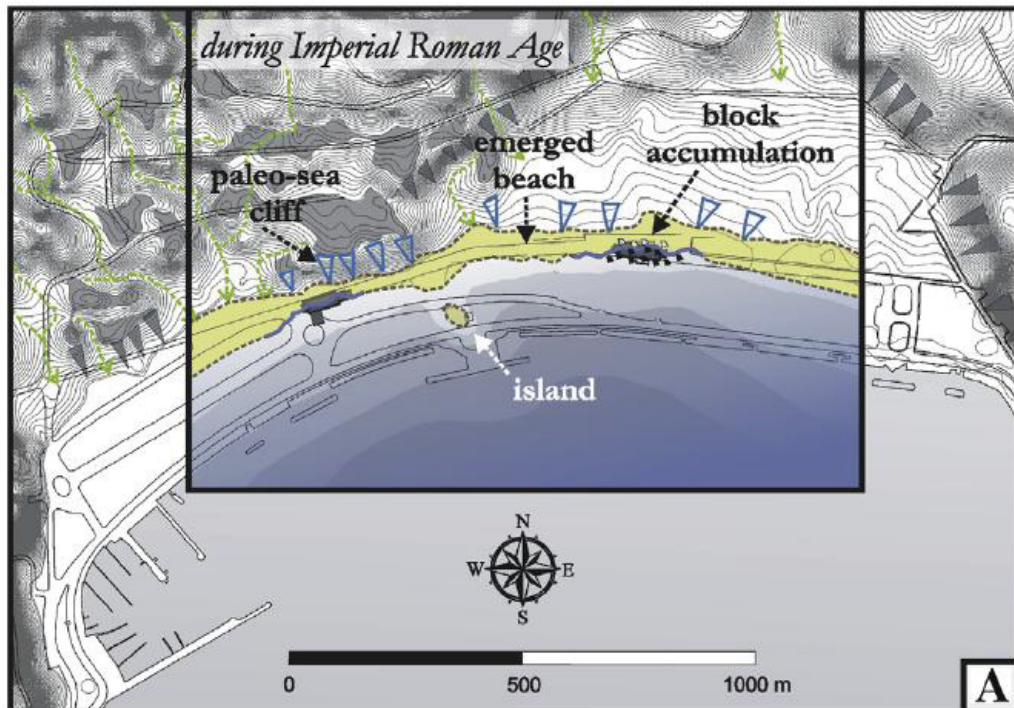


Figura 3.55 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio in Età Romana Imperiale (Romano et al., 2013).

- PERIODO IV: Età Tarda Antichità (dal 284 al 604 AD) (Fig. 3.56)

Lungo tutta la superficie di scavo lo spessore medio dei depositi di origine alluvionali è spesso 4 m (Romano et al., 2013). Ad “Arco Mirelli” depositi alluvio-torrentizi di 4th secolo AD erodono le unità di spiaggia emersa sottostanti di Tarda Età Romana: (sezione b e d cantiere AM) l'interfaccia di erosione è costituita da fosse di forma irregolare, con pareti oblique e fondo concavo, che a luoghi intaccano il deposito sottostante fino ad un metro di profondità. I solchi di erosione sono riempiti da una sabbia medio-grossolana mal classata di colore grigio-verdastro scuro, con inclusi molto frequenti, costituiti da numerosi litici lavici, con frammenti di tufo, sporadici frammenti ceramici a spigoli vivi a medio indice di frammentazione (sezione b e d cantiere AM, Figg. 3.48 e 3.52). La successione della Tarda Antichità si chiude con un deposito di origine antropica a circa -1 m slm. L'assenza di selezione e la distribuzione caotica dei materiali portano ad interpretare tale deposito come il risultato di una o più fasi successive di scarichi e il relativo impiego della spiaggia sottostante come apposita area di discarica (sezione b e d cantiere AM, Figg. 3.48 e 3.52). Il paesaggio costiero durante la Tarda Antichità consiste in una stretta spiaggia emersa caratterizzata da apporti alluvionali probabilmente organizzati in conoidi alluvionali che determinano il graduale seppellimento della paleofalesia. In entrambi gli scavi archeologici il top della successione della Tarda Antichità è profondamente eroso (Fig. 3.55).

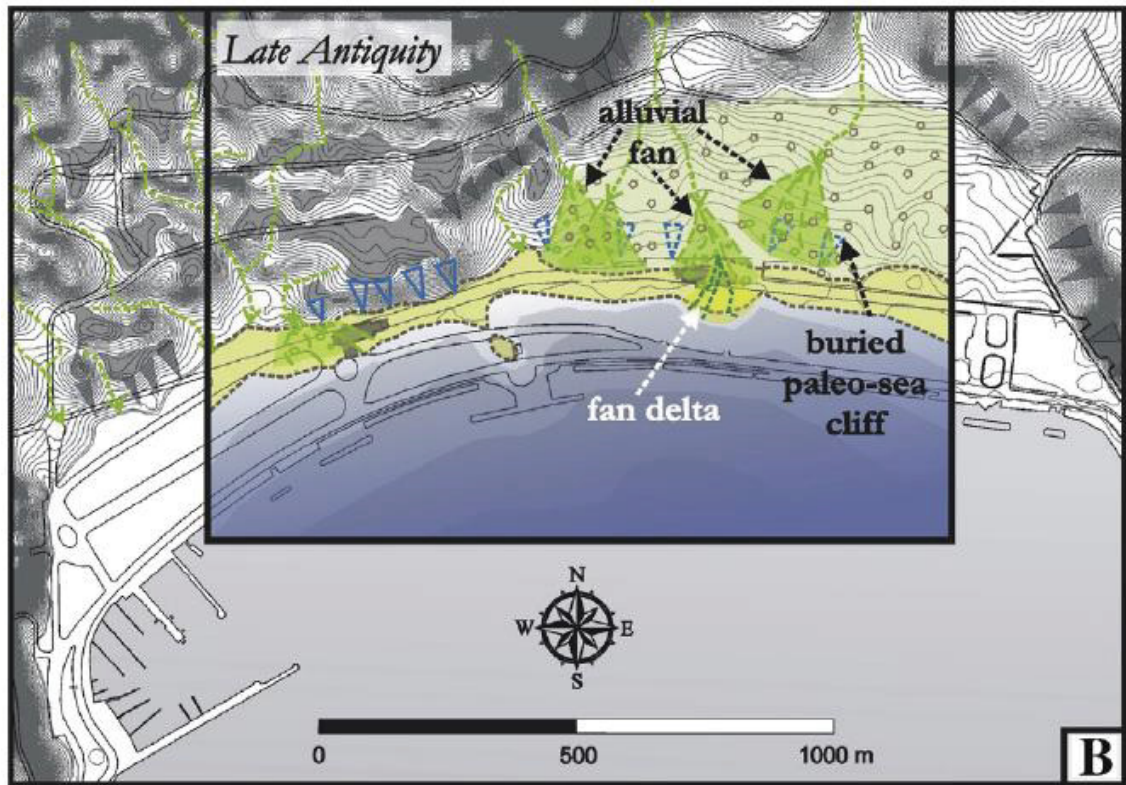


Figura 3.56 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio nella Tarda Antichità (Romano et al., 2013).

PERIODI V e VI: Dall'Età Medioevale verso l'Età Moderna

A San Pasquale depositi di spiaggia emersa sono coperti da facies di battigia di Basso Medioevo (11th-12th secolo AD) (Romano et al., 2013). Ad “Arco Mirelli” la superficie erosionale taglia le spiagge sia Romane che della Tarda Antichità ed è coperta da depositi di spiaggia emersa costituiti da i livelli sottostanti di ambiente deltizio di Età Moderna. Le unità di spiaggia emersa presentano al loro interno litici di forma tabulare mal classificati lavici da subcentimetrici a centimetrici di colore nerastro, frammenti ceramici subcentimetrici a spigoli perlopiù angolari, ciottoli e ciottoletti tufacei giallastri non organizzati nel sedimento e di ambiente deltizio di Età Moderna (Sez. c cantiere AM, Fig. 3.50). Il lungo hiatus nella sequenza stratigrafica al top della successione della Tarda Antichità evidenzia un periodo di stabilità di un ambiente emerso lungo la costa durante il periodo Medioevale. Inoltre esso appare indicare l'esistenza di una stasi significativa nei processi alluvio denudazionali lungo i versanti retrostanti la baia.

Ricostruzione della fascia costiera di Chiaia dall'Età Moderna mediante fonti cartografiche e storiche

Attraverso l'analisi della ricca cartografia storica è stato possibile analizzare i cambiamenti sul paesaggio connessi con lo sviluppo urbano durante l'Età Moderna lungo la Baia di Chiaia. In particolare l'analisi della cartografia è stata indirizzata a cogliere le evoluzioni della linea di riva in questo settore in Età Moderna. In tal senso, la cartografia storica è stata georiferita e sottoposta all'attuale tessuto urbano. L'analisi della pianta di Napoli del Lafréry du Pérac (1566), il primo documento iconografico che fornisce elementi territoriali da cui desumere informazioni cartografiche di precisione, mette in evidenza un litorale con profilo longitudinale piuttosto rettificato frutto della sempre più incipiente presenza antropica, ed una linea di riva arretrata rispetto la linea di costa attuale mediamente di 100 m (Fig. 3.57). La spiaggia è limitata verso ovest da una costruzione, ancora attualmente esistente, al bivio tra Mergellina e Piedigrotta. Si tratta di una torretta d'avvistamento messa a difesa delle terre della famiglia Invitti dalle frequenti incursioni della pirateria il cui palazzo nobiliare viene per la prima volta rappresentato seppur ancora sotto forma di schizzo (Fig. 3.58). Procedendo lungo la spiaggia in direzione ovest, si nota proprio in corrispondenza del cantiere 'Arco Mirelli' una morfologia d'accumulo di limitata estensione longitudinale, con un profilo acclive lato mare terminante in una cima convessa e mammellonare su cui è raffigurato un cespuglio probabilmente ascrivibile ad una piccola duna (Fig. 3.58). Immediatamente ad est di questo accumulo di sabbia, nei pressi dell'attuale rotonda Diaz, è ben rappresentato l'isolotto su cui è ubicato l'antico convento dei domenicani di San Leonardo fondato agli inizi del '200. Ad est del cantiere 'San Pasquale' la spiaggia è solcata da brevi incisioni con andamento nord-sud che dipartono da un complesso di abitazioni immediatamente retrostanti e che trovano recapito a mare. Si tratta probabilmente di scoli fognari a cielo aperto la cui traccia resta ancora nella topografia attuale elaborata dalla scrivente (Fig. 3.58). La spiaggia termina verso est con delle abitazioni nei pressi dell'attuale piazza Vittoria probabilmente poste su delle superficie terrazzate a pochi metri d'altezza rispetto al mare come testimoniato dalle ombreggiature di cui resta ancora una leggera evidenza nella topografia attuale. Per ciò che concerne l'estensione della spiaggia in direzione nord sud, la mappa non mostra un limite ben definito. Verosimilmente la spiaggia doveva essere limitata dall'attuale via riviera di Chiaia come testimoniato dal bivio Mergellina-Piedigrotta. Così come descritto per l'epoca precedente, la spiaggia di Età Moderna è il recapito di frequenti

apporti detritici dai versanti retrostanti che bordano verso nord la conca. La lettura critica delle piante storiche di Napoli e il loro confronto con il tessuto urbano attuale, consente di valutare l'ubicazione delle possibili aree di provenienza di questi input detritici. In particolare la pianta del Lafrery du Pérac (1566) mostra con evidenti ombreggiature che le parti alte dei versanti prospicienti la fascia costiera mostrano una morfologia molto acclive rappresentando così zone ad alta produttività detritica coincidenti con le attuali scarpate a ridosso delle attuali vie Andrea d'Isernia, Arrangio Ruiz e lungo l'asse via Croce Rossa-via Campiglione-via Crispi e corso Vittorio Emanuele a ridosso di via Palizzi. Nella carta è possibile riscontrare anche altre evidenze morfologiche riguardanti le superfici terrazzate riconosciute anche nella topografia attuale in particolare quelle in corrispondenza delle Piazzetta Piedigrotta, del largo all'incrocio tra via Francesco Giordani e via Vincenzo Arrangio Ruiz e a monte dell'incrocio via Parco Margherita e corso Vittorio Emanuele. La carta è un'importante fonte di informazioni anche per ciò che concerne l'uso del suolo dell'epoca. Come si evince nella rappresentazione la Baia di Chiaia risente della presenza antropica. In particolare nel settore est sul piedimonte limitato dalle attuali vie Ascensione, dei Mille, Caracciolo e Chiatamone si riscontrano orti e giardini circoscritti da alte mure ascrivibili alle ville delle famiglie nobiliari dell'epoca e la chiesa dell'Ascensione in corrispondenza dell'attuale via Giacomo Piscicelli. Campi di seminativi semplici e arborati si sviluppano lungo tutto il settore orientale della baia e sul pianoro sommitale del Vomero.

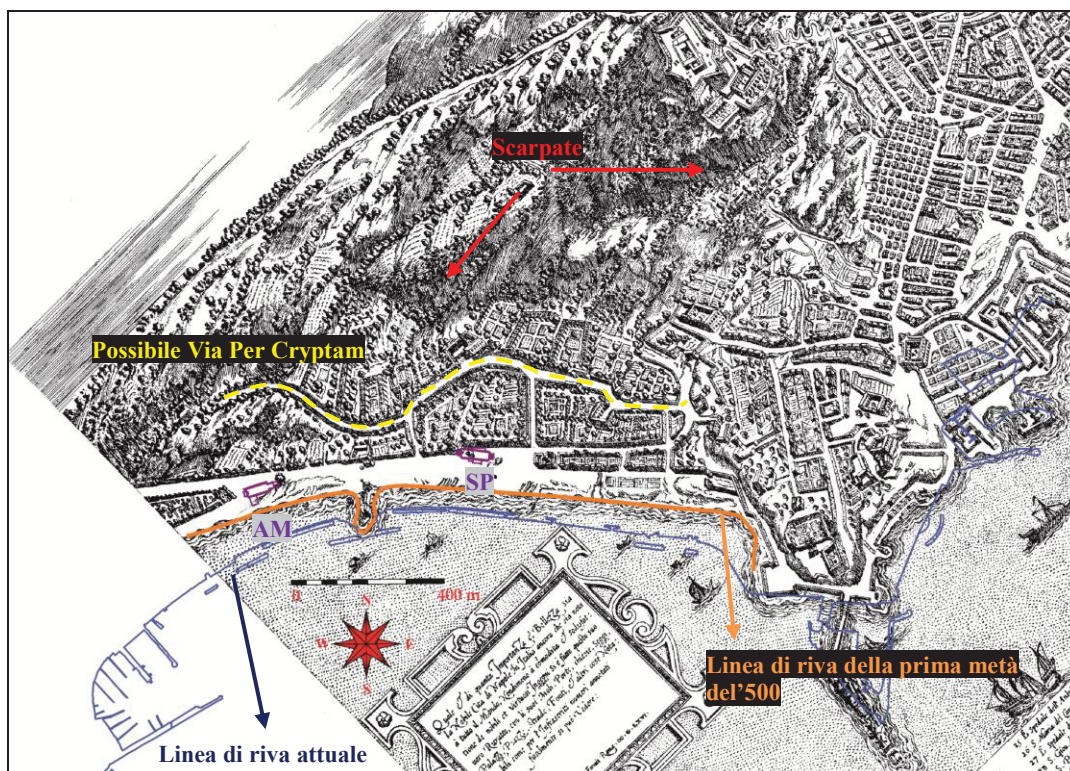


Figura 3.57 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio durante il 1500 su cartografia storica di Lafrery du Pérac (1566) georiferita nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga.

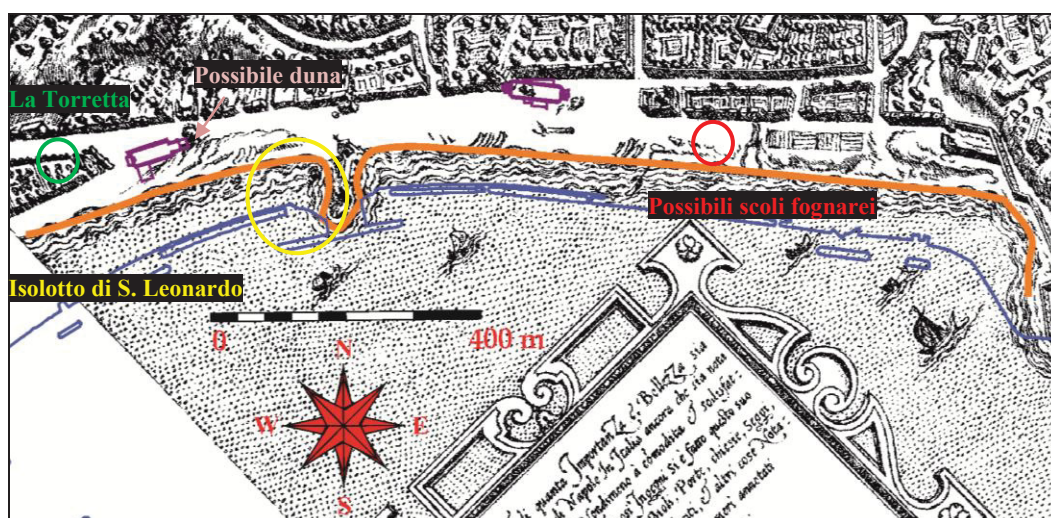


Figura 3.58 - Dettaglio della fascia costiera della Fig. 3.56.

Insieme alle scarpate a ridosso di Castel S'Elmo e dell'attuale Parco Margherita, le piante del Baratta (1629) e dello Stopendael (1653) rispetto a quella del Lafrery du Pérac (1566) evidenziano una maggior cura dei dettagli nelle rappresentazione dei caratteri morfologici proprio per ciò che riguarda l'andamento della aste torrentizie che dissecano i versanti retrostanti la baia (Fig. 3.59). In particolare sono evidenti i valloni in corrispondenza delle attuali vie Santa Maria della Neve e Cupa Caiafa che scaricano i propri detriti in corrispondenza del cantiere 'Arco Mirelli'. L'incisione invece

immediatamente retrostante il cantiere ‘Arco Mirelli’ in corrispondenza delle attuali via Arco Mirelli, salita Torquato Tasso e calata San Francesco risulta già all’epoca pavimentata con una lunga gradinata di cui restano solo alcune tracce nel tessuto urbano attuale sulla parte alta del versante. Più ad est si riconoscono altre aste torrentizie ancora non tombate a differenza di quella più occidentale in asse con la direttrice di vico Vasto a Chiaia. Il lungo mare inizia a mostrare, un andamento leggermente più sinuoso rispetto a quanto accadeva nella prima metà dell’500 come raffigurato dal Lafrery. In particolare il settore di spiaggia più orientale appare subire una progradazione maggiore rispetto a quanto accade nel tratto ad ovest dell’ancora ben evidente convento di San Leonardo. Questa asimmetria continuerà a perdurare fino al progetto del risanamento della fine dell’800, come mostrato nelle cartografie successive. Rispetto alla costa attuale, la linea di riva della prima metà del 600 risulta arretrata di circa 80 m in corrispondenza del cantiere San Pasquale e di 110 m presso “Arco Mirelli”. Anche il tessuto urbano raffigurato nelle piante del Baratta (1629) e dello Stopendael (1653) appare più sviluppato rispetto ad un secolo prima. La fascia costiera è limitata da una fila ben evidente di abitazioni che affacciano sull’attuale riviera di Chiaia. Pur conservando gli orti e i giardini, le ville sul piedimonte limitato dalle attuali vie Ascensione, dei Mille, Caracciolo e Chiatamone aumentano vistosamente di numero rispetto alla pianta del Lafrery mentre i bacini idrografici più occidentali restano ancora piuttosto ricchi di vegetazione.

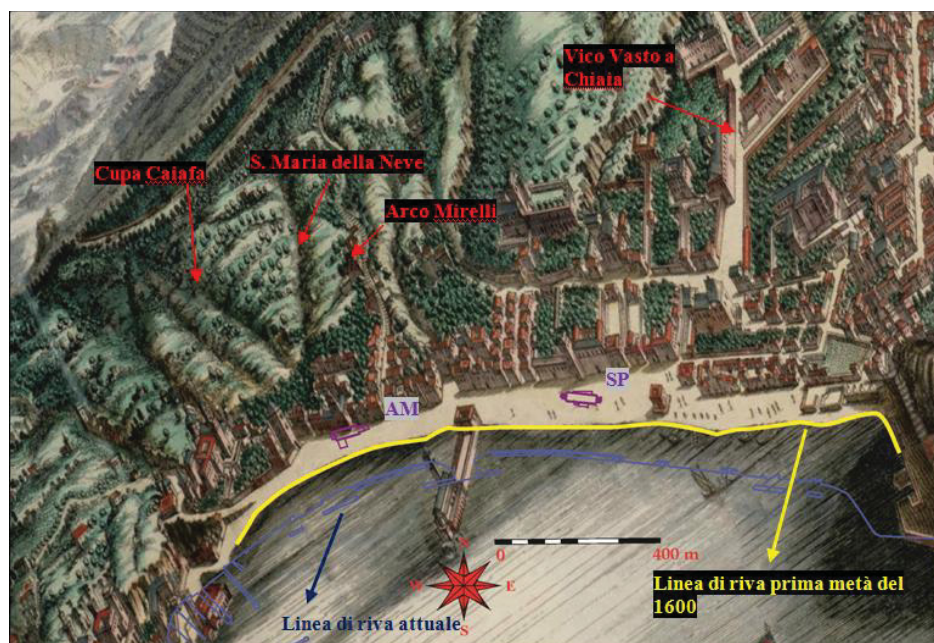


Figura 3.59 - Ricostruzione paleogeografica dell’area di studio nella prima del’600 su cartografia storica di Stopendael, 1653 georiferita nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga. Le frecce rosse indicano le paleoaste torrentizie attualmente tombate sotto le strade indicate dalle scritte che le accompagnano.

Rispetto alla situazione della prima metà dell'600 rappresentata dalle piante del Baratta (1629) e dello Stopendael (1653) durante la fine del 1600 vengono apportate diverse modifiche specie lungo la fascia costiera. In particolare a Chiaia, oltre il verificarsi di una preoccupante situazione igienico-sanitaria, aumentarono progressivamente i problemi di viabilità. Nel tentativo di porre rimedio a queste problematiche, il viceré don Luis de la Cerda, Duca di Medinacoeli, ordinò nel 1697 una pavimentazione parziale dell'arenile e la canalizzazione idrica della zona (Croce, 2004). Vennero così effettuati i primi lavori di "selciatura e di abbellimento della strada dalla Vittoria e di Piedigrotta". Così come mostrato in molteplici raffigurazione dell'epoca tra cui si ricorda la veduta del De Silva (fine del'600) (Fig. 3.60) e il dipinto di Van Wittel (inizi del '700) (Fig. 3.61), la Riviera di Chiaia fu abbellita da due filari di salici: tra questi ultimi e la strada furono costruite tredici fontane di acqua dolce caratterizzate da iscrizioni greche e latine (Croce, 2004).

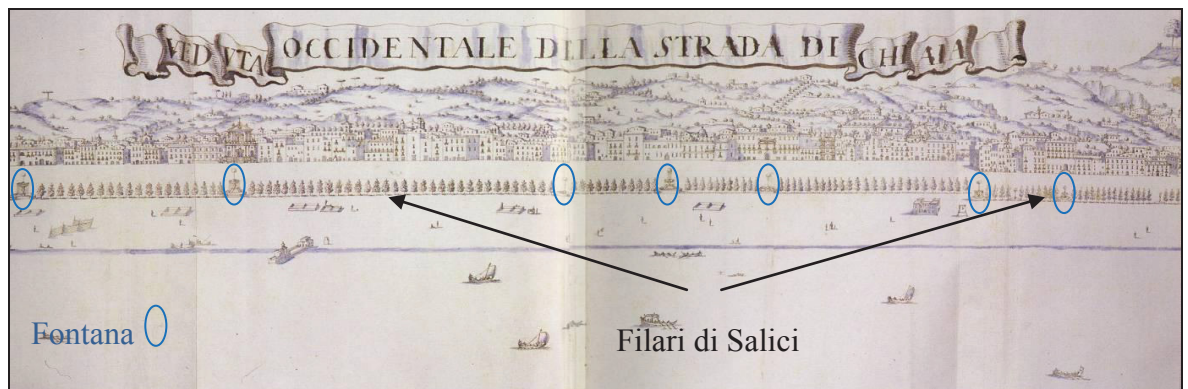


Figura 3.60 - Litorale di Chiaia veduta del De Silva (fine del'600).



Figura 3.61 - Litorale di Chiaia dipinto del Van Wittel (inizi del '700).

L'opera del viceré spagnolo non trovò alcun seguito e nei successivi anni l'area di Chiaia cadde in un progressivo declino. Solo alcuni esemplari arborei si conservarono così come solo poche fontane che vennero destinate a lavatoi pubblici (Alisio, 1993; Croce, 2004). La situazione della fascia costiera di Chiaia trovò un miglioramento soltanto a partire dalla seconda metà dell'700. Nel 1768 a seguito di un'epidemia venne istituito un organo finalizzato al decoro e all'igiene al quale si deve il decreto sulla dismissione delle baracche, dei banconi e di altri punti vendita lungo il litorale di Chiaia (Menale, 2005). Le iniziative prese in favore del ripristino del decoro e riassetto pubblico riportarono il litorale di Chiaia raffigurato nella pianta del Duca di Noja (1775) ad un aspetto molto simile a quello della prima metà del '600 (Fig. 3.62).

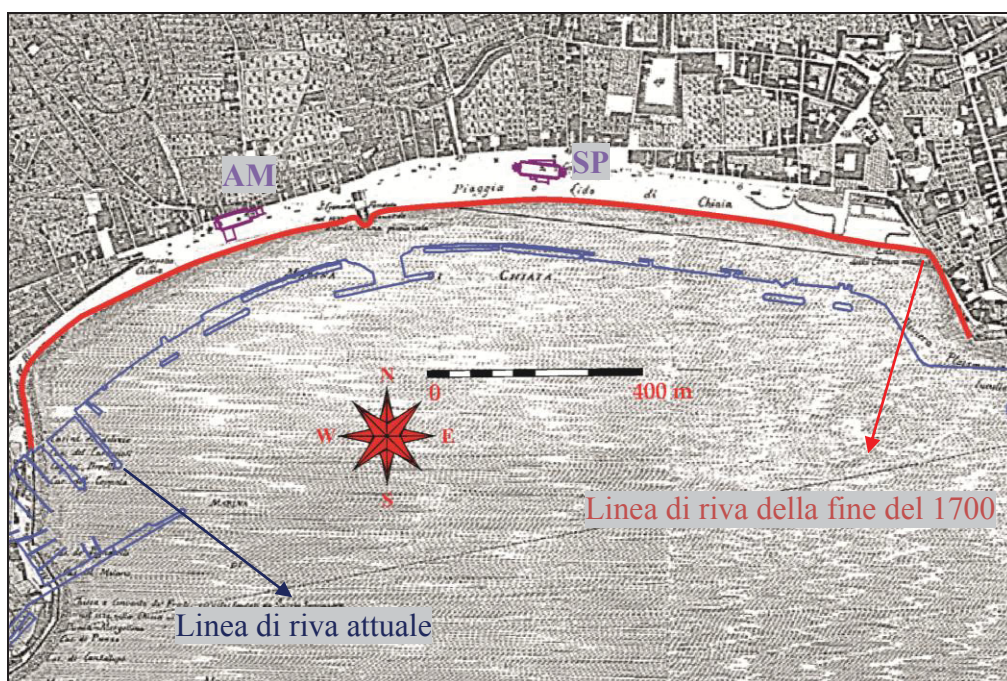


Figura 3.62 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio dalla fine del '700 su cartografia storica del Duca di Noja (1775) georiferita nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga.

La pianta del Duca di Noja (1775) sarà l'ultima, in ordine storico, su cui saranno riportate ancora il convento di San Leonardo e la casa degli Invitti. Queste due strutture sono state infatti demolite in concomitanza dei lavori di realizzazione del 'Real Passeggio' voluto dai Borbone. La seppur limitata ma progressiva progradazione della linea di costa verso mare è evidenziata proprio dalla posizione del convento di San Leonardo che verrà definitivamente inglobato nella spiaggia alla fine del '700 (Detta, 2010) (Fig. 3.63). La pianta mostra anche una progressiva tendenza alla sistemazione dei torrenti; per la prima volta le incisioni di Santa Maria della Neve e Cupa Caiafa risultano tombate nelle porzioni terminali. Rispetto alla costa attuale, la linea di riva della seconda metà del 700 risulta arretrata di circa 110 m.



Figura 3.63 - Rappresentazione cartografica della chiesa di San Leonardo nelle carte di Antonio Lafréry (1566) (1), di Paolo Petrini (1748) (2) e del Duca di Noja (1775) (3) (Detta, 2010).

La riqualifica del litorale di Chiaia si realizzò per volere del re Ferdinando IV di Borbone che fece realizzare dal Vanvitelli lungo la riviera di Chiaia un giardino pubblico per aristocratici detto il 'Real Passeggio'. Lo spazio sottratto al mare dal progressivo avanzamento della linea di costa inizia ad essere sistemato con una zona litoranea pavimentata adibita a passeggio. Come rappresentato dalla Fig. 3.64 la costruzione del 'Real Passeggio' indusse una notevole rettificazione della linea di riva accompagnata dalla definitiva perdita della spiaggia nel settore orientale della baia: il real giardino infatti era lambito verso sud direttamente dal mare.



Figura 3.64 - Il 'Real Passeggio' e il profilo rettificato della linea di riva in Età Borbonica (A.A.V.V.1993).

Agli inizi dell'800, il 'Real Passeggio' fu prolungato verso ovest e si estese oltre l'antica area di ubicazione del convento di San Leonardo così come mostrato nella pianta del Russo (1815) (Fig. 3.65), comportando in tal modo una sensibile riduzione longitudinale della spiaggia. L'incipiente urbanizzazione anche del settore ovest della baia comportò la messa in opera di barriere e pennelli protettivi a difesa della retrostanti

strutture. Anche la rete idrografica del territorio subisce un'ulteriore sistemazione: tutte le incisioni ben visibili nelle piante della prima metà dell'600 sono ormai trasformate in alvei strada. Come altresì raffigurato nella pianta del Russo, già dai primi anni dell'800 e ancor meglio nella 'Pianta Topografica del Quartiere di Chiaja'(1850) (Fig. 3.66), una sottile lingua di spiaggia, inizia a crescere dinanzi al 'Real Passeggio'. Il rapporto dell'attuale villa comunale con il mare si andò definitivamente perdendo a partire dalla seconda metà del '800 a seguito dei lavori di pavimentazione di una strada litoranea, via Caracciolo, realizzata grazie ad una colmata a sud del 'Real Passeggio' nel 1883. Sebbene la pianta del Russo e la 'Pianta Topografica del Quartiere di Chiaja' siano molto simili si notano tuttavia delle differenze sia nel perimetro degli isolati degli edifici, che nella morfologia della spiaggia: sebbene di pochi metri la linea di riva, alla metà dell'800, appare più avanzata e con un profilo longitudinale meno sinuoso rispetto a quella del 1815. A Mergellina si notano dei nuovi lembi di spiaggia che si protendono verso le strutture di protezione a mare le quali presentano un andamento e un'orientazione diversi rispetto al ventennio precedente (Figg. 3.65 e 3.66). Rispetto alla costa attuale, la linea di riva della prima metà dell' 800 risulta arretrata di circa 40 m.



Figura 3.65 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio agli inizi dell'800 su cartografia storica del Russo (1815) georiferita nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga.

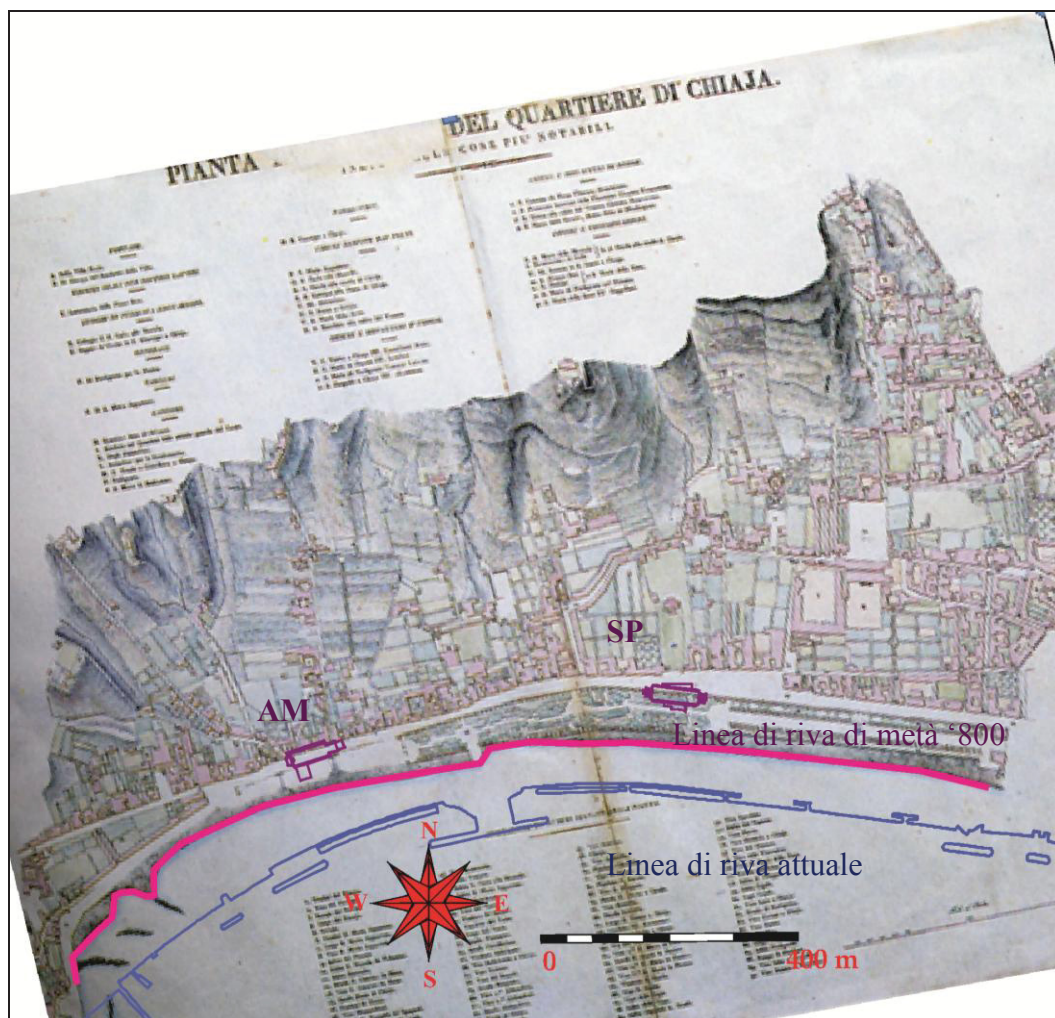


Figura 3.66 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio agli inizi dell'800 su cartografia storica georiferita della 'Pianta Topografica del Quartiere di Chiaja'(1850) nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga.

È solo con gli interventi del Risanamento Napoletano intrapresi a fine '800 e inizio del '900 che il litorale di Chiaia assume un aspetto molto simile a quello odierno come rappresentato nella relativa pianta di progetto (Fig. 3.67). La linea di riva avanza vistosamente, portandosi in tutto il litorale nella posizione attuale, soprattutto nel settore ad ovest della rotonda Diaz grazie a delle colmate fatte con la volontà di realizzare il corso Umberto I, oggi viale Gramsci, tra via Mergellina e via Caracciolo, l'attuale piazza Sannazaro e due strade con andamento nord - sud, via Ferdinando Galiano e Giambattista Pergolesi a cavallo di Largo Torretta di Mergellina. Sebbene con un andamento un po' differente da quello attuale, poco più ad est della rotonda Diaz, viene realizzata piazza Umberto I oggi piazza della Repubblica. L'antico 'Real Passeggio', oggi Villa Comunale, si arricchisce di due strutture ancora attualmente presenti: la Stazione zoologica (1872) e la Cassa armonica (1877).



Figura 3.67 - Ricostruzione paleogeografica dell'area di studio alla fine dell'800 inizi del'900 su cartografia storica georiferita della 'Pianta - Progetto di Risanamento' nel sistema di proiezione cartografica Gauss-Boaga. La fascia costiera assume una conformazione molto prossima alla situazione attuale.

3.3. Il Settore Municipio**3.3.1. Geologia e Geomorfologia della zona “Municipio-Garibaldi”: proposta di una carta geologica-geomorfologica**

I dati geologici e geomorfologici di letteratura della porzione di Napoli compresa tra il Monte Echia e il margine orientale della Piana del Sebeto presentati nelle precedenti conoscenze (cfr 2.2. e 2.3), reinterpretati alla luce dell'analisi critica degli elaborati prodotti dalla scrivente (Modello digitale del terreno, carte topografica e clivometrica) (cfr. 3.1) ed inseriti nella ricostruzione della tappe della genesi e del modellamento del paesaggio dell'intera città di Napoli proposta da Ruello (2008) e ripresa in Amato et al. (2009) (cfr. 3.1) sono confluiti nell'elaborazione di una carta geologica-geomorfologica (Fig. 3.68). Da un punto di vista litologico le informazioni di superficie mostrate dalla Nicotera e Lucini (1967) unite alle valutazioni geologiche affrontate in diversi studi successivi sono state rielaborate nella carta proposta dalla scrivente nel seguente modo: con i numeri da 1 a 4 della Fig. 3.68 sono indicati i prodotti vulcanici dell'attività prevalentemente flegrea: i prodotti piroclastici pre eruzione dell'IC sono contraddistinti dalla campitura (1), la (2) rappresenta l'IC e la sua facies prossimale composta da breccia grossolana e da tufo grigio saldato; con la campitura (3) viene identificato il TGN. Esso affiora soprattutto lungo le acclivi testate torrentizie del Lavinario Orientale (30°-40°). Con la campitura (4) si riportano i prodotti ascrivibili principalmente alla fase di attività recente dei Campi Flegrei e subordinatamente a quella del Vesuvio. Lungo la costa, a valle della paleofalesia di cui si è detto in precedenza, la campitura in azzurro sta ad indicare i depositi marini e transizionali recenti che si interdigitano ai prodotti vulcanici Medio-Tardo Olocenici (5). La loro evoluzione è ampiamente studiata nei lavori geoarcheologici proposti da Irollo (2005), Ruello (2008) e Amato et al. (2009). È altresì riportata la diffusa rete drenante cartografata sulla base sia della letteratura disponibile (Ruello, 2008; Amato et al., 2009) che delle evidenti concavità delle isoipse che emergono dalla base topografica ricostruita dalla scrivente. L'area è caratterizzata da una complessa morfologia risultato di processi di deposizione ed erosione accompagnati dall'attivazione di faglie. Procedendo da est verso ovest la carta mostra l'alto del Monte Echia. Come verrà illustrato nei sottocapitoli che seguono, il versante orientale del Monte Echia rappresenta un'antica paleofalesia di Età Pre-Protostorica, indicata con la campitura (6), che a partire dal Tardo Olocene è stata progressivamente obliterata dalla crescita di una spiaggia. La paleofalesia prosegue assumendo il carattere

di strutturale (campitura (7)) lungo l'allineamento tettonico che borda il margine meridionale del Pendino. La carta in Fig. 3.68 mostra chiaramente il carattere del Pendino quale ripiano posto tra l'alto strutturale delle colline napoletane ed il basso strutturale del Golfo di Napoli-Piana del Sebeto. Come scritto in precedenza esso deve la sua formazione al sistema di faglie ascrivibili alla MSFZ sensu Bruno et al. (2003). Spostandosi in direzione NE la morfologia del territorio si articola nei versanti orientali del Vomero e Capodimonte. Essi rappresentano delle scarpate da collasso vulcano tettonico post TGN (campiture (8) e (9)) che risultano fortemente dissecate dai Lavinari Orientale e Occidentale il cui approfondimento è dovuto all'azione delle faglie ribassanti il Pendino durante la messa in posto del TGN e circa 5 ka anni fa (*Ruello, 2008; Amato et al., 2010*). Vengono altresì cartografate le possibili tracce di faglia (campitura (10)) dedotte sia dai dati geologici e geomorfologici che dalla linearità locale della isoipse alla base del versante orientale del Vomero-Monte Echia (orientazione NE-SW). A luoghi la carta mostra la presenza di tratti di versanti di faglia (campitura (11)) retrostanti la zona del Pendino e quella Portuale. Essi si identificano nella porzione che dalla cima di San Martino degrada fino all'altezza di via Toledo (orientazione NE-SW), in due piccoli tratti a monte del pianoro del Pendino nei pressi del vallone Arenella (orientazione NE-SW) e del vallone Vergini (orientazione NW-SE) e nella zona di S. Eframio Vecchio.

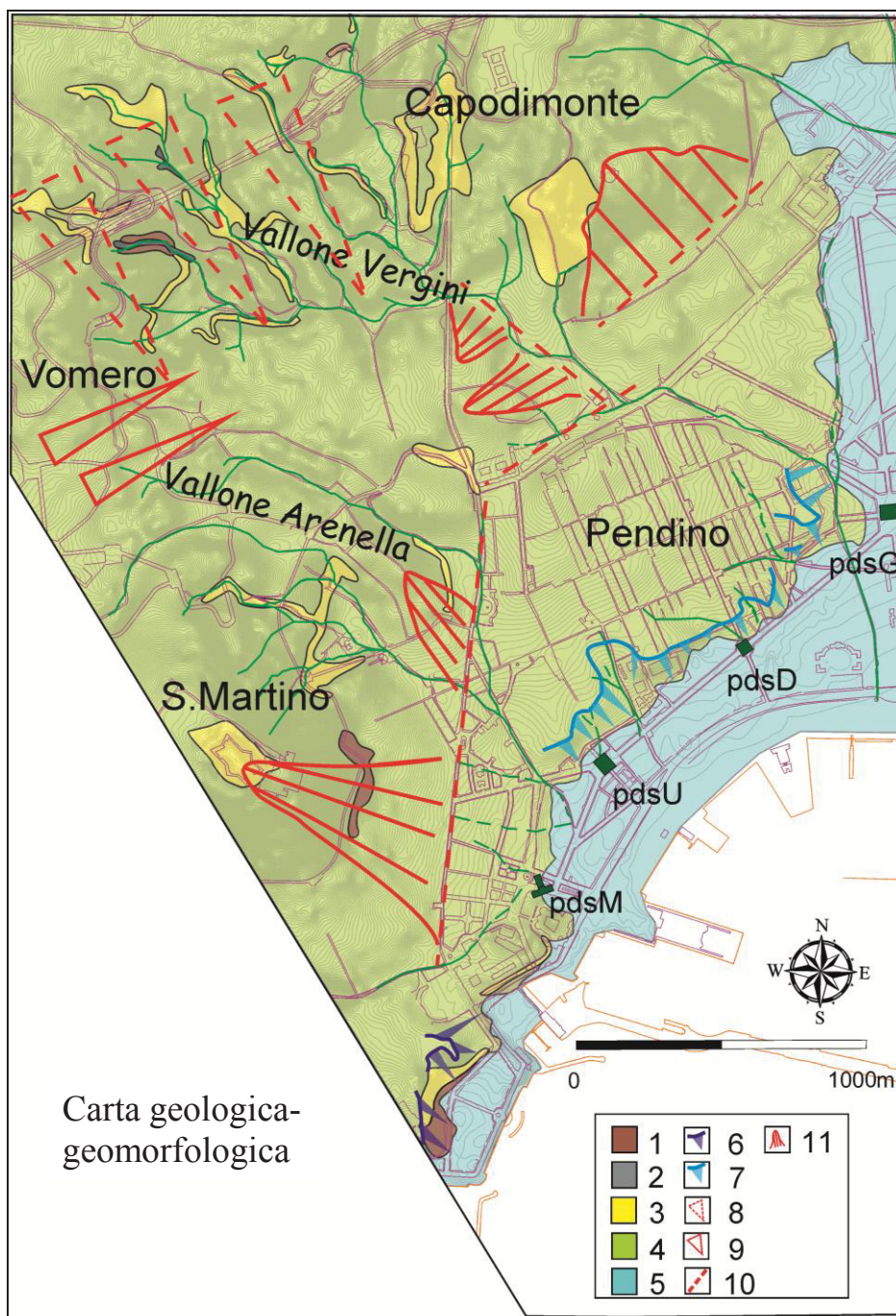


Figura 3.68 - Carta geologico-geomorfologica ricostruita per il settore Municipio-Garibaldi con l'ubicazione dei cantieri archeologici della metropolitana aperti tra il 2003 e 2013; per la legenda si veda il testo.

3.3.2. L'antico porto Greco Romano di Neapolis

3.3.2.1 Ricostruzione stratigrafica e paleodeposizionale del Cantiere "Municipio"

Pds Linea 6

Il cantiere Municipio si estende su tutta l'omonima piazza immediatamente ad est di Castel Nuovo a ridosso dell'attuale molo Beverello e a valle dei giardini S. Giacomo. Le descrizioni stratigrafiche che di seguito sono presentate sono relative ad una successione portata a giorno durante le fasi di scavo condotte tra il marzo 2011 e il dicembre 2013 nel pozzo stazione "Linea 6" e a cui la scrivente ha preso parte. Le attività di scavo sono state dirette dalla Dott.ressa Daniela Giampaola e hanno coinvolto un'equipe di archeologi composta dalle Dott.resse Vittoria Carsana, Giuliana Boenzi e Silvana Iodice. La superficie del pozzo Linea 6 è pressoché rettangolare: le paratie che la delimitano orientate in direzione SW-NE misurano circa 57,5 m quelle NW-SE circa 17,5 m. A differenza del solo settore del pozzo più orientale di area (17,5m x 17,5m) che verso la fine del 2011 è stato interessato dalla costruzione di un solaio di copertura, il resto della area indagata è esposta (Fig. 3.69).

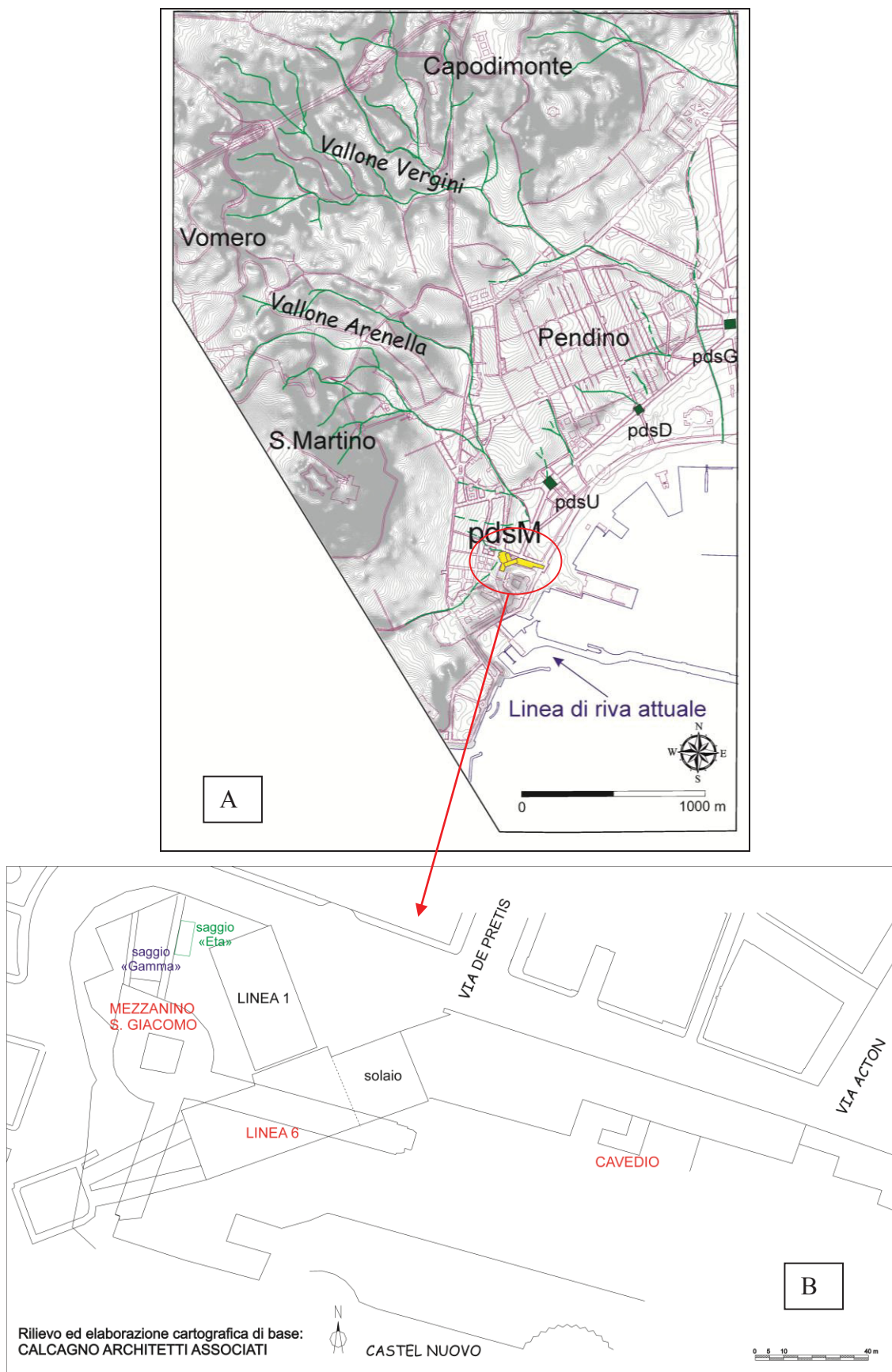


Figura 3.69 - Ubicazione (A) e Pianta del Cantiere "Municipio" (B) (Calcagno Associati, modificata).

La sequenza stratigrafica indagata ricopre un intervallo cronologico che va dal ante 3rd/3rd secolo BC al 6th secolo AD. La valutazione delle età dei sedimenti portati alla luce è il risultato delle analisi sul relativo contenuto ceramico condotte dalle archeologhe, le quali hanno definito e numerato delle Unità Stratigrafiche (Us) che sono state adottate in questo lavoro ed a cui si farà riferimento di seguito. Lo studio dei materiali ceramici è ancora in corso pertanto le età fornite dalle archeologhe e di seguito presentate sono da considerarsi come preliminari seppure caratterizzate da un buon grado di attendibilità. Per ciò che concerne le strutture archeologiche emerse nel pozzo stazione durante l'arco temporale su detto vanno menzionate (Fig. 3.70):

- 1) Complesso Termale di 1st-2nd secolo AD con strutture murarie ellenistiche (4th - 1st secolo BC)
- 2) Banchina Portuale Romana (1st secolo BC-1st secolo AD)

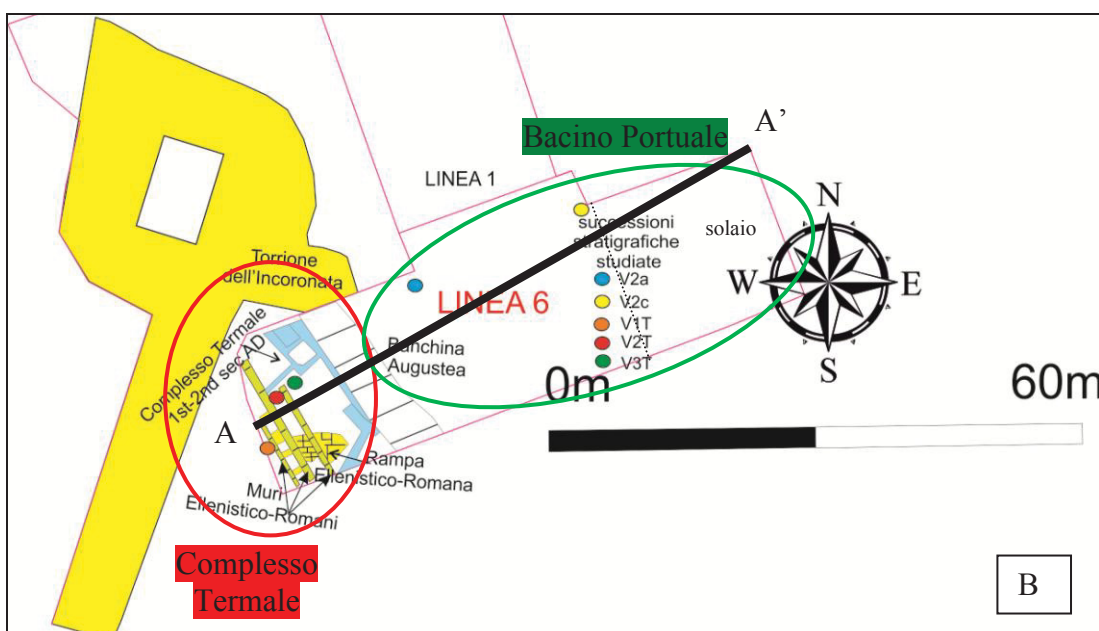
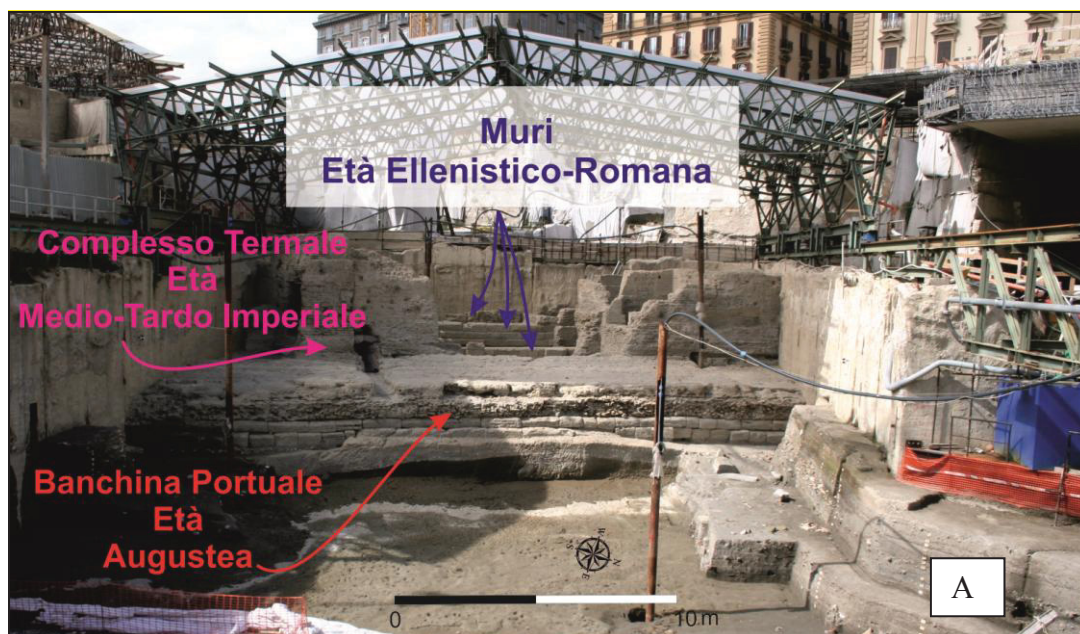


Figura 3.70 - Visione d'insieme dell'area di scavo "Linea 6" (A); Pianta con l'ubicazione dei resti archeologici e delle (allegato n°1)verticali campionate e della sezione stratigrafica AA' ricostruita (B) (Calcagno architetti, modificata).

In questi 2 diversi settori, successivamente denominati Complesso Termale e Bacino Portuale, sono state individuate delle sezioni su cui sono stati prelevati campioni per ogni Us da sottoporre alle analisi di laboratorio (cfr 3.3.2.2). Le sezioni campionate sono rispettivamente V1T, V2T, V3T per il Complesso Termale e V2a e V2c per il Bacino Portuale. Di seguito si procederà ad una descrizione preliminare dell'assetto stratigrafico e archeologico basata sulle osservazioni di campo e sull'analisi macroscopica delle facies sedimentarie. Questa descrizione presenta delle preliminari interpretazioni sui paleoambienti che sono state poi validate dalle analisi di laboratorio

eseguite sui campioni prelevati. Essa segue lo schema di periodizzazione adottato anche per la Baia di Chiaia (cfr 3.2.2.1), e si avvale soprattutto della ricostruzione cronologica determinata sulla base dei ritrovamenti archeologici. La successione messa a nudo in tutta l'area di scavo viene ricostruita nella sezione geologica AA' trasversale alla Banchina (Fig. 3.70), in scala 1:100 (Allegato n°1). Essa presenta spessori variabili da 1,40 m presso il Complesso Termale e di circa 5,50 m nell'estremità NE dello scavo, a circa 60 m di distanza dalla Banchina. Su questa sezione sono inoltre ubicate le verticali di campionamento su dette e le varie Uss riconosciute e descritte sotto.

1)Complesso Termale

PERIODO III: Età Romana

Fase 1: Età Ellenistico-Romana (4th–1st secolo BC)

Il settore interno al Complesso Termale è costituito da tre muri di terrazzamento con andamento NW-SE paralleli tra loro e alla Banchina Portuale antistante (Fig. 3.71).



Figura 3.71 - Muri di Età Ellenistico-Romana nel Complesso Termale di Età Medio-Tarda Imperiale.

Il primo muro (quota del top=0,61 m slm) procedendo lungo la direttrice W-E è quello più antico e risale alla fine del 4th –inizi 3rd secolo BC; il muro intermedio (quota del top=0,03 m slm) è inquadrabile alla fine del 3rd-inizi 2nd secolo BC ed è realizzato a seguito dell'insabbiamento di quello retrostante, mentre il muro più orientale (quota del top=-0,66 slm) è il più recente ed è edificato durante la fine del 2nd-inizi 1st secolo BC. I due muri più recenti sono costruiti con filari di blocchi squadrati giustapposti di Tufo Giallo Napoletano, mentre quello più antico presenta una tecnica costruttiva diversa

propria di un muro a telaio. All'esame visivo del muro intermedio è possibile notare che i blocchi basali fino al terzo filare (top a -1,16 m slm) presentano superfici non smussate e tracce di cavatura a differenza di quelli più superficiali maggiormente esposti al weathering. E' pertanto possibile ipotizzare due fasi costruttive diverse. Il muro più recente taglia una rampa in blocchi di tufo leggermente inclinata verso NE ed è di fatto realizzato a seguito dell'insabbiamento di quest'ultima (Fig. 3.72).



Figura 3.72 - Rampa e Muri di Età Ellenistico-Romana nel Complesso Termale di Età Medio-Tarda Imperiale.

La base della rampa è posta a -2,70 m slm al di sopra di un accumulo non organizzato di materiale ceramico, di ciottoli e blocchi poligenici di tufo, litici lavici e pezzame calcareo. All'interno di questo sedimento (**Us 7694 a**) che è datato alla fine del 3rd- inizi 2nd secolo BC si rinviene abbondante *Posidonia* non organizzata e 2 frammenti di *Ostrea*. Il top dell'unità presenta dei paletti verticali infissi a distanza di una trentina di centimetri tra loro. In prossimità dell'angolo SE del Complesso Termale al di sotto di questa unità si rinviene la formazione del Tufo Giallo Napoletano (-2,90 m slm). Al di sopra della medesima unità, fino alle quote -2,24 e -2,43 m slm, sia monte che a valle del muro più recente, la successione prosegue con sabbie clinostratificate fini grigio giallastre, piuttosto monogeniche composte da granuli di cristalli millimetrici di minerali sialici e subordinatamente femici, con rare pomici millimetriche

subarrotondate immerse all'interno in giacitura caotica, senza gradazione (Uss 7682 e 7657 = 7677 a, età: fine del 3rd- inizi 2nd secolo BC) e una concentrazione di litici lavici e clasti pluridecimetrici di tufo che aumenta procedendo verso valle. All'interno sono presenti rari bioclasti di molluschi. Procedendo verso l'alto si rinvencono con contatto basale erosivo, sabbie grigiastre medio grossolane mal classate e in giacitura massiva (Uss 7653 e 7663) datate alla prima metà del 2nd secolo BC. All'interno della sabbia sono intercalate lenti discontinue composte da ghiaia poligena mal classata e costituita da ciottoli di pomici centimetriche subarrotondate e subangolari, rari fustoli vegetali carbonizzati, sporadici frammenti tufacei e ceramici subcentimetrici arrotondati. Le unità sono caratterizzate da abbondante Posidonia priva di organizzazione e da due frammenti di bioclasti di molluschi. Il top dello strato 7663 presenta un andamento concavo convesso; sia in sezione che in pianta mostra un solco sinuoso attribuibile probabilmente alla corrivazione (Fig. 3.73). La presenza di Posidonia non organizzata nei sedimenti e la rara presenza di bioclasti di molluschi potrebbero indicare che la successione descritta sia riferibile ad un contesto di foreshore o di berma di backshore. Tuttavia evidenze tipo i solchi di corrivazione fanno propendere per chiari episodi di una zona di backshore.



Figura 3.73 - Dettaglio del solco di corrivazione sul top dell'Us 7663.

Ad ovest del muro più recente, al top di questi strati (quota = -2/ -2,08 m slm) si deposita con contatto erosionale un sedimento (**Us 7648**) con caratteristiche tessiturali simili a quello sottostante ma più ricco in Posidonia. Tale unità oblitera totalmente la rampa segnandone il momento di relativa defunzionalizzazione (prima metà del 2nd secolo BC). Con contatto erosivo alla quota di -1,98 m slm si rinviene un sedimento (**Us 7644**), composto da sabbia media e ghiaia poco classate poligeniche costituite da rare pomici millimetriche subarrotondate, rari resti ceramici e tufacei da centimetrici a pluricentimetrici in giacitura caotica. Nell'unità è presente Posidonia non organizzata; assenti sono i bioclasti. La successione si chiude verso l'alto a -1,63 m slm con un sedimento di seconda metà-fine 2nd secolo BC (**Us 7635**) con superfici sommitale e basale erosive e con caratteristiche analoghe alla sottostante Us. Non organizzati all'interno di questo sedimento si rinvencono rari resti subcentimetrici di materiale vegetale carbonizzato. I rari resti di gusci marini di ambiente infratidale riconosciuti in questa Us sono costituiti da un frammento di *Ostrea*, uno di *Nassarius incrassatus* (Fig. 3.74). Ad est del muro più recente tra - 2,38 m e -2,00 m slm si rinviene in contatto erosivo un deposito di prima metà del 2nd secolo BC (**Us 7659**) costituito da una sabbia media grossolana scarsamente classata di colore beige poligenica costituita da rare pomici millimetriche subarrotondate non organizzate nel sedimento. Rari ciottoli di tufo subarrotondati sono immersi senza organizzazione nel sedimento. All'interno risulta assente sia la posidonia che la malacofauna. La successione verso l'alto si chiude con un livello a superficie basale e sommitale concavo convesso (**Us 7647**) con pomici rare sub centimetriche arrotondate e resti vegetali carbonizzati (Fig. 3.75). Anche questa seconda parte della successione del Complesso Termale presenta strutture e facies sedimentarie macroscopiche poco diagnostiche. Tuttavia le caratteristiche generali, i rarissimi gusci di molluschi e le variazioni significative di Posidonia rimaneggiata tra uno strato e l'altro inducono a definire questi sedimenti come espressione di un generico ambiente litorale di spiaggia. Le analisi che si presenteranno nei successivi paragrafi (3.3.2.2) permetteranno di chiarire i paleoambienti.

Le verticali V1T, V2T e V3T sono state rispettivamente posizionate:

V1T: ad ovest del muro a telaio (Numero campioni:4)

V2T: tra il muro intermedio e il muro recente (Numero di campioni: 6) (Fig. 3.74)

V3T: ad est del muro recente (Numero di campioni: 6) (Fig. 3.75)



Figura 3.74 – V2T.



Figura 3.75 – V3T.

La verticale V1T è caratterizzata da sabbia medio-fine (Uss 7714,7710 e 7712) beige con rara Posidonia nonorganizzata e ghiaia poligenica e poco classata costituita da pomici e clasti subangolari. Essa è compresa tra -1,60 e -1,50 m slm. Il top della successione è costituito da ghiaia mediamente selezionata costituita da ciottoli poligenici arrotondati di tufo, ceramica e calcari (Us 7688). I bioclasti sono assenti nel sedimento. La successione della verticale V1T è datata al periodo ante 3rd/3rd secolo BC.

2) Bacino Portuale di Neapolis

PERIODO III: Età Romana

Fase 1: Età Ellenistico-Romana (4th – inizi 1st secolo BC) – Età Augustea (1st secolo BC-1st secolo AD).

Antistante il Complesso Termale è presente la sommità orizzontale e calpestabile di una Banchina costruita in muratura di grossi blocchi tufacei, di Età Augustea (Fig. 3.76). La base poggia su un substrato di Tufo Giallo Napoletano in parte antropicamente rielaborato. Alle quote comprese tra -4,25 e -2,70 m slm è presente una parete verticale intagliata artificialmente nel substrato in Tufo Giallo Napoletano (Fig. 3.76), allungata per tutta la larghezza dello scavo secondo la direttrice NW-SE. Nella sua porzione centrale, la parete è compresa tra i -4,25 e -3 m slm e presenta una sommità piatta. Verso i suoi margini laterali la sommità si inclina immergendo di circa 10° verso NW e verso SE. Alla base della parete verticale è presente una superficie subpianeggiante, anch'essa con evidenze di intaglio antropico, che degrada immergendo dolcemente verso est; i segni di lavorazione che presenta sono probabilmente coevi alle fasi di riprofilatura del substrato tufaceo (Fig. 3.76). Tra -3 e -2,70 m slm il top della parete verticale presenta un piccolo gradino con cui il substrato si raccorda a due filari in blocchi tufacei sovrapposti che costituiscono la fondazione della struttura sovrastante, che come su anticipato viene interpretata come una Banchina Portuale Romana di Età Augustea.

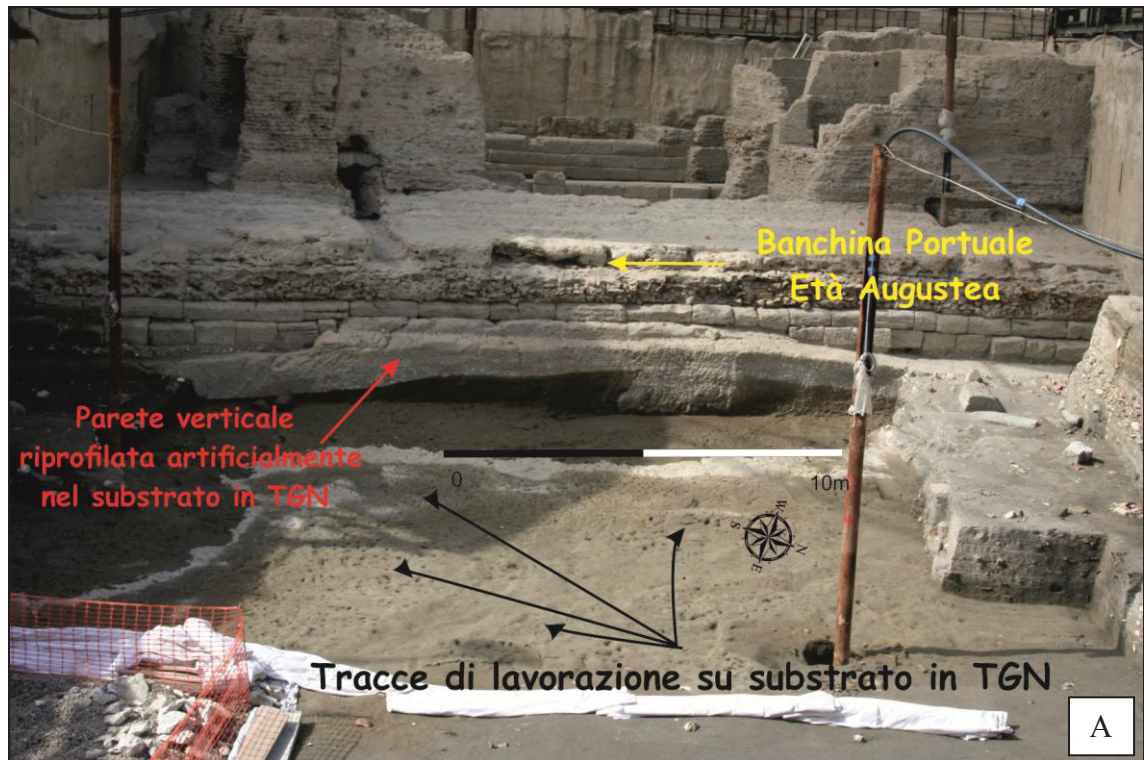


Figura 3.76 - Morfologia del substrato in TGN: parete verticale (A) e superficie al suo piede immergente dolcemente verso est (B).

Presso la Banchina la base della successione messa a giorno è di Età Augustea mentre si riferisce all'inizio del 2nd secolo BC nell'estremità NE dello scavo. Si procederà ora ad una descrizione delle Uss riconosciute nella successione da SW verso NE, così come ricostruite nella Sezione AA' (allegato n°1), mettendo in evidenza le strutture e facies sedimentarie macroscopiche e i loro rapporti rilevati in fase di scavo. La superficie in tufo nella zona prossimale la Banchina è ricoperta da uno spessore di sedimenti datati al

passaggio 1st secolo BC- 1st secolo AD poligenici che vanno da -4,27 a -3,00 m slm (Uss7759-7745-7739-7687-7733) caratterizzati da sabbia medio grossolana scarsamente classata poligenica costituita da cristalli millimetrici di minerali sialici e subordinatamente femici. Non organizzata nel sedimento si riviene della ghiaia poligenica e mal classata ricca in tufo a ciottoli, frammenti ceramici da centimetri a pluridecimetrici a spigoli subarrondati, pomici da millimetriche a centimetriche. È presente della Posidonia non organizzata e rari gusci di molluschi marini di ambiente infratidale (i.e. *Bittium reticulatum*, *Cerithium vulgatum*) non isorientati. Le unità appaiono leggermente clinostratificate verso est. Proseguendo verso est questi sedimenti passano a sabbia medio-fine limosa monogenica poco selezionata costituita da un abbondanti cristalli di colore nerastro. Nel sedimento si rinvencono senza una preferenziale organizzazione rare pomici, ciottoli subarrotondati di tufo verdognolo (Uss 7708a-7643a) e Posidonia. Il top del substrato tufaceo mostra delle evidenze di dragaggi (Fig. 3.77).



Figura 3.77 - Dragaggi sulla superfici del TGN e su sedimento di seconda metà del 2nd secolo BC.

In prossimità e sotto il solaio tra -7,00/-6,00 m slm (Fig. 3.77) si riconoscono dei sedimenti con caratteristiche analoghe alle Uss 7708a-7643, al di sopra del TGN, interessati anch'essi dai dragaggi. Il sedimento più superficiale dragato è ascrivibile alla seconda metà del 2nd secolo BC. Sempre sotto il solaio a circa -6,00 m slm si rinviene un sedimento sabboso-limoso cineritico nerastro monogenico poco selezionato con

pomici millimetriche e *Posidonia* entrambe non organizzate nel sedimento alla cui sommità sono impresse delle impronte che in fase di scavo sono state interpretate come possibili impronte umane (**Us 7765**) (Fig. 3.78). Queste sembrano non presentare una direzione preferenziale di disposizione. Presenti rari gusci di molluschi marini di ambiente infratidale (i.e. *Bittium reticulatum*, *Cerithium vulgatum*) non isorientati. L'unità su cui sono impresse le impronte è stata datata alla fine del 2nd secolo BC-inizi 1st secolo BC così come l'unità immediatamente sovrastante. Il sedimento che seppellisce le impronte è a sua volta obliterato dalle Uss Augustee **7708a-7643a**, sopra descritte, fino a -5,50 m slm.

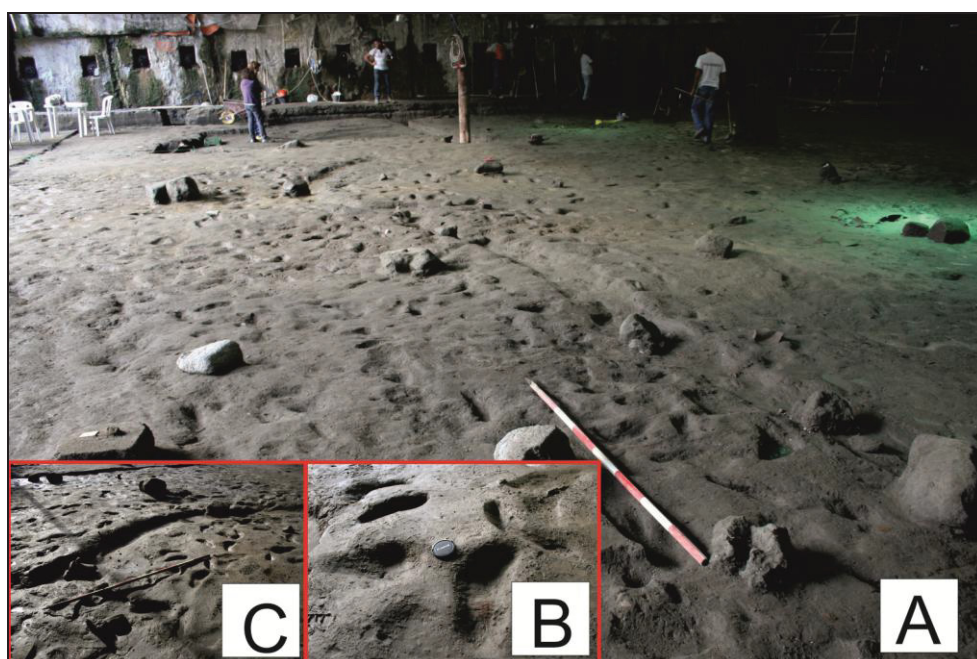


Figura 3.78 - Possibili impronte umane su sedimento sabbioso-limoso del 2nd secolo BC-inizi 1st secolo BC al di sotto della zona ricoperta dal solaio.

Fase 2: Prima Età Imperiale (1st secolo BC- 1st secolo AD)

Procedendo verso l'alto della successione alle quote comprese tra circa -3,20/-3,48 m slm nell'angolo NW dello scavo nei pressi della Banchina e circa -5,40/-5,55 m slm a limite del pozzo "Linea 1" si rinviene un deposito di inizi 1st secolo AD (**Us 7589 a**) di colore grigio nerastro costituito da un'alternanza di livelli discontinui limosi sabbiosi e con superfici basali e sommitali convesso-concave. I livelli sabbiosi sono costituiti da sabbia medio grossolana e ghiaia poco selezionate e poligeniche costituite da clasti subcentimentrici di tufo verdognolo, pomici da subcentimentriche a millimetriche a spigoli subangolari. Clasti, *Posidonia* e rari esemplari di macrofauna (molluschi: gasteropodi e lamellibranchi) non presentano una particolare orientazione all'interno del

sedimento. In pianta così come in sezione si rinvenivano all'interno di questa unità rari residui ceramici pluridecimetrici non ricoperti da bioincrostazioni e blocchi squadrati a spigoli subarrotondati di rocce carbonatiche. L'unità è ricoperta da un deposito (Us **7545 a**) datato prima metà 1st secolo AD. Esso si attesta nella successione a quota di circa - 3,90/- 4,00 m slm approssimativamente a 5m ad est della Banchina fino ad approfondirsi procedendo in direzione NE ad una profondità di -5,15/-5,30 m slm, sotto il solaio. Lo spessore dello strato si mantiene costantemente intorno a 10 cm e le superfici basali e sommitali presentano un andamento tabulare con una percentuale di inclinazione di circa 5° lungo la direttrice NW- SE. L'unità è costituita da un deposito sabbioso-ghiaioso poco selezionato poligenico costituito da pomice millimetriche subarrotondate e rari clasti di tufo grigio e verdognolo e litici lavici nerastrati in giacitura caotica. Rispetto al livello sottostante la componente ceramica da centimetrica a pluricentimetrica presenta una densità superiore: si ritrovano anfore, vasi, lucerne per lo più integre e subordinatamente ridotte in frammenti senza bioincrostazioni. In pianta il deposito ha restituito in aggiunta aste di legno, corde intrecciate e ciottoli bianchi calcarei probabilmente ascrivibili a zavorra di imbarcazioni. La componente ceramica e i resti di natura antropica non presentano una preferenziale organizzazione nel deposito. Sotto il solaio l'unità mostra una granulometria più limosa di colore nero. Le pomice grigiastre ivi contenute sono generalmente millimetriche e a spigoli arrotondati. La densità di blocchi pluridecimetrici di calcare aumenta notevolmente, così come la quantità di Posidonia, mentre si riducono i residui ceramici a sole 2 unità (Fig. 3.79).

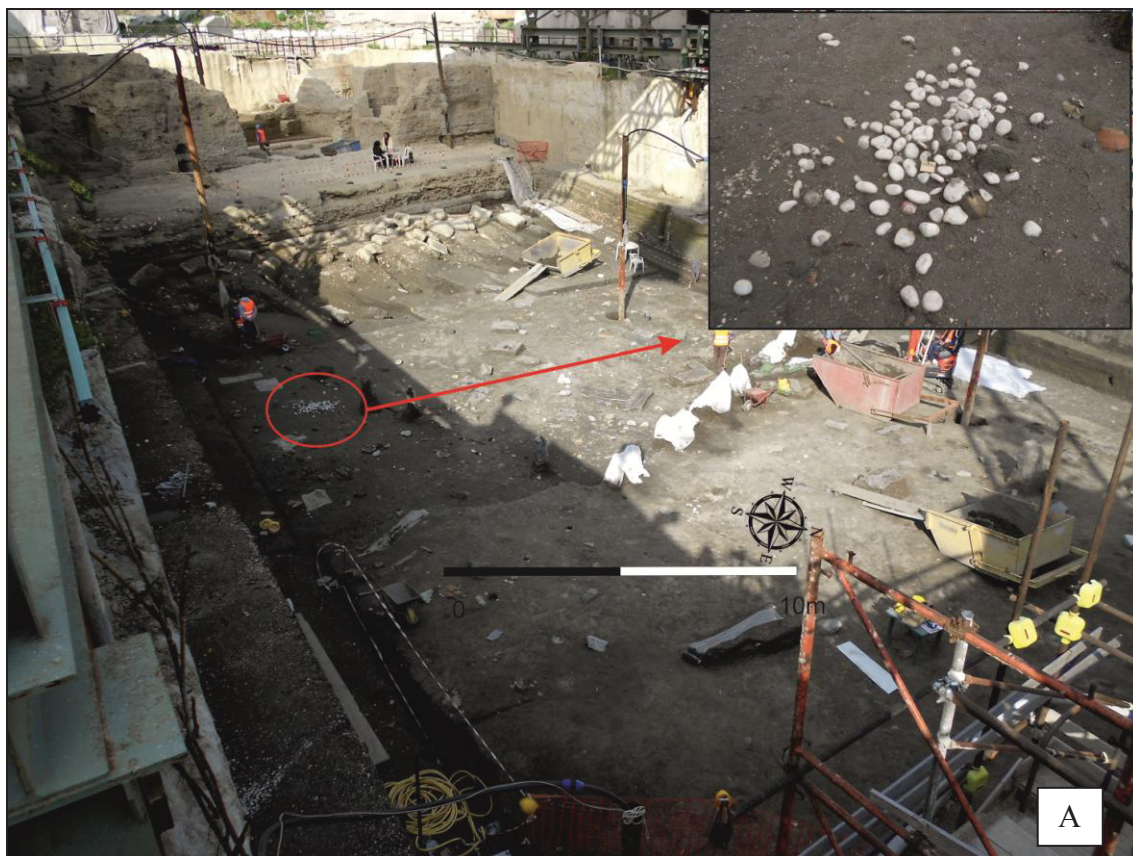


Figura 3.79 - Us 7545: Dettaglio dei ciottoli bianchi calcarei probabilmente ascrivibili a zavorra di imbarcazioni (A) e blocchi squadrati a spigoli subarrotondati di rocce carbonatiche (B).

L'unità sovrastante (**Us 7515a = 7471 a**) è datata alla prima metà 1st secolo AD. Essa è compresa tra i -3,10/- 3,15m slm nei pressi della Banchina e si approfondisce con superfici basali e sommitali clinostratificate verso E affette da un gradiente di pendenza di circa 5° fino ad attestarsi a -4,90/-5,10 m sotto il solaio. Da un punto di vista

tessiturale, il livello presenta una granulometria limoso sabbiosa di colore nerastro mediamente classato e poligenico costituito da pomici grigio chiaro subarrotondati di dimensioni millimetriche, rari tufi verdognoli sub angolari, resti lignei centimetrici che a luoghi mostrano evidenze di carbonizzazione, in giacitura caotica. Sulla superficie sommitale si nota l'evidenza di rari elementi in ceramica ben conservata pluridecimetrici e blocchi carbonatici squadrati senza bioincrostazioni. Procedendo verso l'alto nella successione stratigrafica è attestato un livello (**Us 7505 a**) tra -3,80/ -3,70 m slm a circa 5 m dalla Banchina fino ad arrivare con la superficie sommitale a -4,90 m slm sotto il solaio. In termini di caratteristiche sedimentologiche, di spessore e di geometria delle superfici, risulta molto simile al livello sovrastante anche se alla scala della sezione mostra una granulometria minore più limoso argillosa soprattutto lungo il settore est del pozzo stazione. Rispetto alle sottostanti unità, le **Uss 7505 a** e **7515 a** sono ricchissime in Posidonia (Fig. 3.80). Essa è organizzata in livelli spessi circa 10 cm clinostratificati verso est. Rari e non organizzati nel sedimento invece risultano gli esemplari di molluschi costituiti da gasteropodi e lamellibranchi. Il contenuto ceramico ha consentito di datare questa unità alla fine del 1st secolo AD immediatamente precedente l'eruzione vesuviana del 79 AD.



Figura 3.80 - Dettaglio dei livelli di Posidonia nell'Us 7505 a e 7515 a.

Verso l'alto, l'unità **7505 a** è ricoperta da un deposito (**Us 7434 c b a**) spesso una cinquantina di centimetri ascrivibile al risultato del rimaneggiamento dei depositi piroclastici dell'eruzione di Pompei (Mauro Di Vito com.pers.). Così come le unità precedenti esso appare clinostratificato verso E. Si attesta alle quote di circa -3,10/-3,05 m slm in prossimità della Banchina per poi degradare fino a quote comprese tra -

4,60/-4,90 m slm. L'unità è composta da pomici grigie bianche da subangolari a subarrotondate in giacitura caotica poco selezionate da centimetriche e subcentimetriche immerse in una matrice cineritica di colore grigio (Fig 3.81). Il deposito appare scarsamente classato e ricco di Posidonie e residui lignei carbonizzati non organizzati. Sono inoltre presenti rari litici lavici nerastrati ed esemplari di molluschi (bivalvi e gasteropodi) rimaneggiati. Immersi nella matrice si riconoscono cristalli femici e sialici di dimensioni millimetriche.



Figura 3.81 - Us 7434 c: Posidonie e pomici rimaneggiate ascrivibili all'eruzione di Pompei.

In prossimità della Banchina la superficie sommitale di questa unità è troncata da evidenti tracce di dragaggio. La superficie dragata si presenta organizzata in un'alternanza di setti e vasche rettangolari orientati in direzione est-ovest perpendicolarmente alla direzione di allungamento della Banchina (Fig. 3.82A). Le dimensioni dei setti e delle vasche sono di 6m x 1m ed interessano oltre la superficie del deposito ascrivibile al rimaneggiamento dell'eruzione di Pompei anche le unità stratigrafiche finora presentate di questo intervallo temporale (Fig. 3.83). La profondità delle vasche è di circa 2m: a -5m slm le tracce di dragaggio interessano anche il tetto del Tufo Giallo Napoletano (Fig. 3.82B). Sulla superficie di quest'ultimo sembrano evidenti anche segni di dragaggi in direzione parallele al fronte della Banchina. Il riempimento datato fine 1st secolo AD delle vasche è costituito da un limo grigio chiaro e beige e da sabbia fine monogenica ed equidimensionale che ne mantella la morfologia (**Us 7601, 7432 e, 7392 cb, 7457a**). Anche il sedimento di riempimento delle vasche è interessato

da tracce di dragaggio che ne testimoniano la presenza di più fasi diverse. I setti invece sono costituiti da depositi ascrivibili alle unità precedenti.



Fig. 3.82 - Alternanza di setti e vasche rettangolari in prossimità della Banchina (A), tracce di dragaggio nel TGN (B).

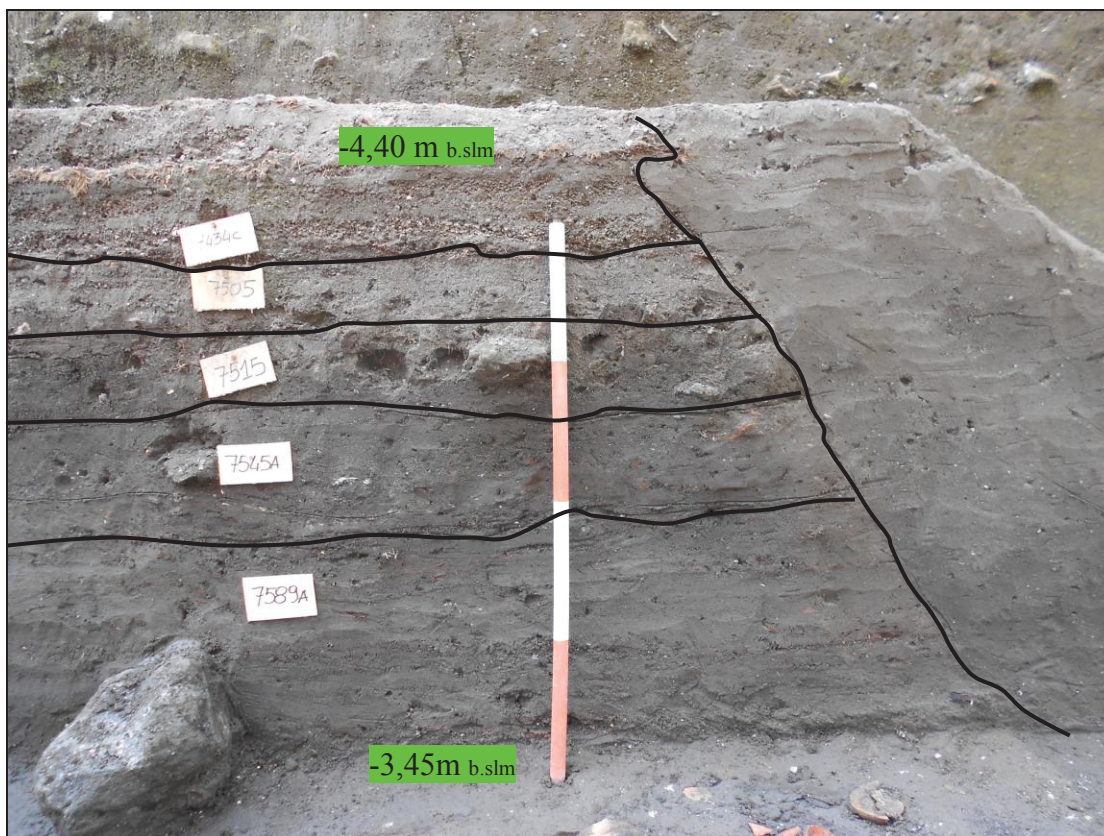


Figura 3.83 - Successione di 1st secolo AD tagliata dai dragaggi riempiti da sabbie limose.

Alla base dei depositi rimaneggiati del 79 AD, quindi precedenti alle attività di dragaggio sono infisse delle strutture in legno (Fig. 3.84). Si tratta di tavolati spessi 3 cm e infissi per battitura nei sedimenti leggermente immergenti verso est. Tagliano tutte le unità di sopra descritte fino a raggiungere mediamente la profondità di -5,30m slm. Le tavole sono disposte in un sistema di due file ortogonali tra loro orientate in direzione SW-NE e SE-NW lunghe rispettivamente 14 e 17 m il cui punto di intersezione si colloca 16 m più ad est della Banchina. Sono larghe ciascuna circa 20 cm e separate da interspazi di circa 10 cm. In corrispondenza di una fascia compresa tra 4,40 m e -4,50 m slm ricoperta dal sedimento corrispondente all'Us 7471 a si notano evidenze di abrasioni probabilmente ascrivibili al moto ondoso e nessuna bioincrostazione le ricopre. Resta ancora di dubbia interpretazione la funzionalità di queste strutture; si sono avanzate ipotesi circa la possibile volontà di isolare una porzione del Bacino per l'itticoltura o per favorire la successiva opera di dragaggio del fondale.

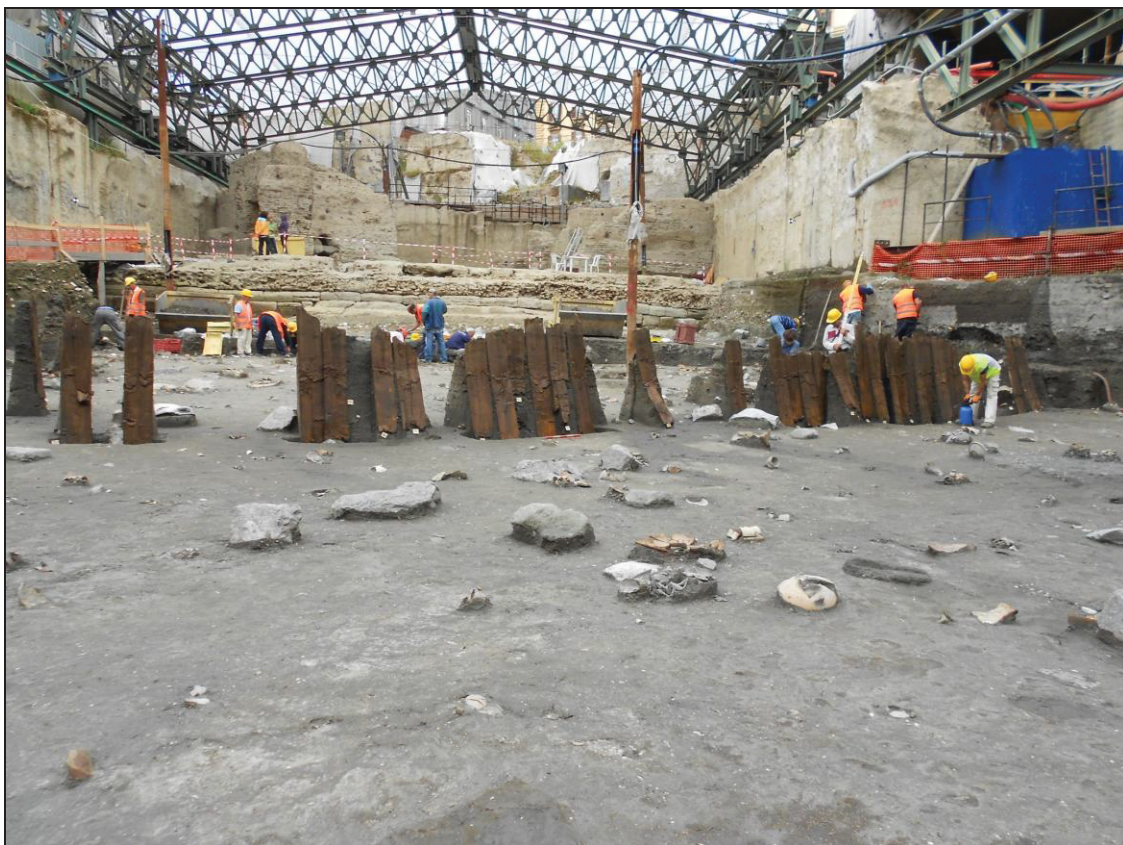


Figura 3.84 - Tavolati infissi nei livelli di 1st secolo AD.

Fase 3: Età Medio/Tardo-Imperiale (2nd-3rd secolo AD)

Sia la superficie superiore dei dragaggi che le tavole di legno sono obliterate da un sedimento (Us 7392 a = 7424 a) di fine 1st - inizi 2nd secolo AD. Esso si attesta nel settore est del pozzo con la superficie sommitale alle quote -3,05 m slm nei pressi della Banchina e raggiunge con la sua superficie sommitale i -4,60 m slm nella zona sotto il solaio. Si caratterizza come un sedimento di sabbia media e fine nero-bruna di spessore di circa 15 cm di poco selezionata. Il sedimento è poligenico e costituito da clasti dello spessore della ghiaia non organizzati nello spazio costituiti da abbondanti litici lavici neri subangolari e subarrotondati da pomici millimetriche subarrotondate grigie e da inclusi ceramici da millimetrici a centimetrici. Rispetto alle unità sottostanti la componente di macrofauna marina costituita (i.e. *Bittium reticulatum*, *Cerithium vulgatum*) di ambiente marino infratidale senza una particolare organizzazione nel sedimento sembra mostrare un lieve incremento a differenza della densità della componente ceramica: in pianta i rari residui ceramici pluricentimetrici appaiono ridotti in frammenti e si ritrovano per lo più nell'ambito dei primi 2 metri prospicienti la Banchina. Procedendo verso l'alto tra i -3,00/-3,05m slm immediatamente a ridosso della Banchina nell'angolo NW si rinviene un deposito (Us 7389 a) di prima metà del

2nd secolo AD molto diverso da quelli sottostanti. Esso è costituito da una sabbia media e medio grossolana nei primi 20 m antistanti la Banchina. Il deposito risulta scarsamente selezionato, non organizzato e caratterizzato da una natura estremamente poligenica, si rinvenivano infatti elementi ceramici pluridecimetrici per lo più a forme integre e subordinatamente frammentate, pomici subarrotondate centimetriche, frammenti lignei da centimetrici a pluridecimetrici, blocchi squadrati a spigoli arrotondati di calcare, tufo verdognolo e grigio, e lave a leucite. Sia i residui ceramici che i blocchi di roccia sono diffusamente ricoperti da bioincrostazioni di *ostreidi*, *vermetidi* e *balanidi*. La loro densità è vistosamente superiore a quella delle unità sottostanti tanto che in pianta è possibile notare una distesa continua di materiale ceramico nell'ambito dei primi 20 m prospicienti la Banchina. Procedendo sotto il solaio il deposito diventa più nerastro ed aumenta la componente limosa continuando ad essere ricco in blocchi calcarei diffusi. L'unità stratigrafica **7389 a** è ricoperta da un deposito (**Us 7383 a**) con andamento tabulare clinostratificato verso est ascrivibile alla prima metà del 2nd secolo AD (Figg. 3.85 e 3.86). Esso si attesta a circa -3,00/-2,70 m slm a ridosso della Banchina e si approfondisce con spessore costante di 10 cm circa ad una quota di -4,30/-4,40 m slm. Da un punto di vista compositivo è molto simile all'unità sottostante così come anche per quanto riguarda la densità del materiale ceramico e dei blocchi di roccia. Come per le unità sottostanti il deposito è scarsamente classato pur notando una tendenza alla diminuzione granulometrica da sabbia a limo sabbioso allontanandosi dalla Banchina e procedendo verso est. La giacitura dei vari elementi che compongono il deposito non mostra una particolare organizzazione: nell'insieme il deposito si dimostra massivo al suo interno. Questa unità ricopre il top della parete verticale (nella sua porzione centrale) intagliata nel substrato in tufo sottostante la Banchina di Età Augustea. Lungo i margini invece tale top è obliterato da sedimenti Augustei.



Figura 3.85 - Us 7389: Blocchi e materiale ceramico disteso sulla superficie sommitale.



Figura 3.86 - Us 7383: Blocco in tufo (A), Anfora (B), Blocco calcareo (C) ricoperti da bioincrostazioni e interessati da bioerosioni.

Chiudono la successione due unità che si presentano molto simili sia in termini granulometrici che composizionali rispetto alle unità precedenti 7383 a e 7389 a (**Uss 7377 a e 7375 a**), rispettivamente datate alla seconda metà del 2nd e al 3rd secolo AD (Fig. 3.87). La densità degli elementi ceramici e dei blocchi di roccia poligenici ricoperti di bioincrostazioni tuttavia diminuisce leggermente soprattutto per ciò che riguarda il settore più prossimale alla Banchina. Per ciò che concerne le quote di rinvenimento di queste unità in prossimità della Banchina si collocano tra i -2,70 e i -2,60 m slm e tra i -3,80 e -4,30 m nel settore più distale al di sotto del solaio. Così come le unità precedenti anche queste sono caratterizzate da una superficie sommitale e basale ad andamento tabulare che mostrano un leggero gradiente di pendenza di 10° verso est. La successione sin qui descritta per la posizione rispetto alla Banchina e per i caratteri sedimentologici e macrofaunistici va riferita ai fondali di riempimento del Bacino Portuale dal 2nd secolo BC al 3rd secolo AD.



Figura 3.87 - Uss 7377a e 7375a che chiudono la successione di Età Romana nel Bacino Portuale.

PERIODO IV: Età Tarda Antichità (dal 284 al 604 AD)

Procedendo verso l'alto della successione stratigrafica si rinvencono depositi attribuibili ad un ambiente marino sommerso di fine Tarda Età Imperiale ed inizio della Tardo Antichità (**Uss 7371 a e 7370 a**) (Fig. 3.88). Si attestano alle quote comprese tra -2,50/-2,60 m slm nei pressi della Banchina e -3,55 / -3,90 m slm sotto il solaio. Lo spessore dei livelli aumenta dai 20 cm ai 40 a mano a mano che si procede verso est dalla Banchina. Essi presentano una colorazione grigio nerastra e una granulometria sabbiosa generalmente medio grossolana poco selezionata che tende a diventare più siltoso-argillosa nelle porzioni più distali la Banchina. Le superfici di separazione di ciascuna unità sembrano non presentare evidenti tracce di erosione e hanno generalmente un andamento piuttosto tabulare clinostratificato di poche unità di grado in direzione NW-SE. Ciascuna unità è fortemente caratterizzata da un'abbondante contenuto di macrofauna di ambiente marino infratidale (i.e. *Loripes lucinalis*, *Paphia aurea*, *Bittium reticulatum*, *Tapess Decussatus*, *Cerithium Vulgatum*) principalmente ben conservata e solo subordinatamente frammentata. Così come per le unità ascrivibili all'Età Tardo Imperiale anche questi sedimenti sono piuttosto poligenici: ghiaietto di pomici millimetriche, litici lavici, residui lignei, vetri tasselli di mosaico sono diffusi all'interno

della matrice sabbioso limoso in giacitura caotica. Continuano anche durante la fine del 3rd e il 4th secolo AD ad essere rinvenuti sedimenti nel Bacino Portuale molto ricchi in materiali ceramici da millimetrici a pluridecimetrici. Tuttavia rispetto alle unità di Tarda Età Imperiale, queste presentano una diminuzione della densità di materiali ceramici in esse contenuti. In particolare essi si concentrano in una fascia antistante tutta la lunghezza della Banchina larga verso est di circa 3 m. Rarissimi sono i blocchi squadrati e subarrotondati, anche ricoperti di bioncrostazioni per lo più tufacei verdognoli e calcarei posti ad est di questa fascia. Su tutta l'area di scavo, iniziano a rinvenirsi senza evidenziare una particolare regolarità di disposizione pali di legno infissi verticalmente nei fondali. Essi sono probabilmente ascrivibili a strutture adibite all'attracco delle piccole imbarcazioni all'interno del porto.

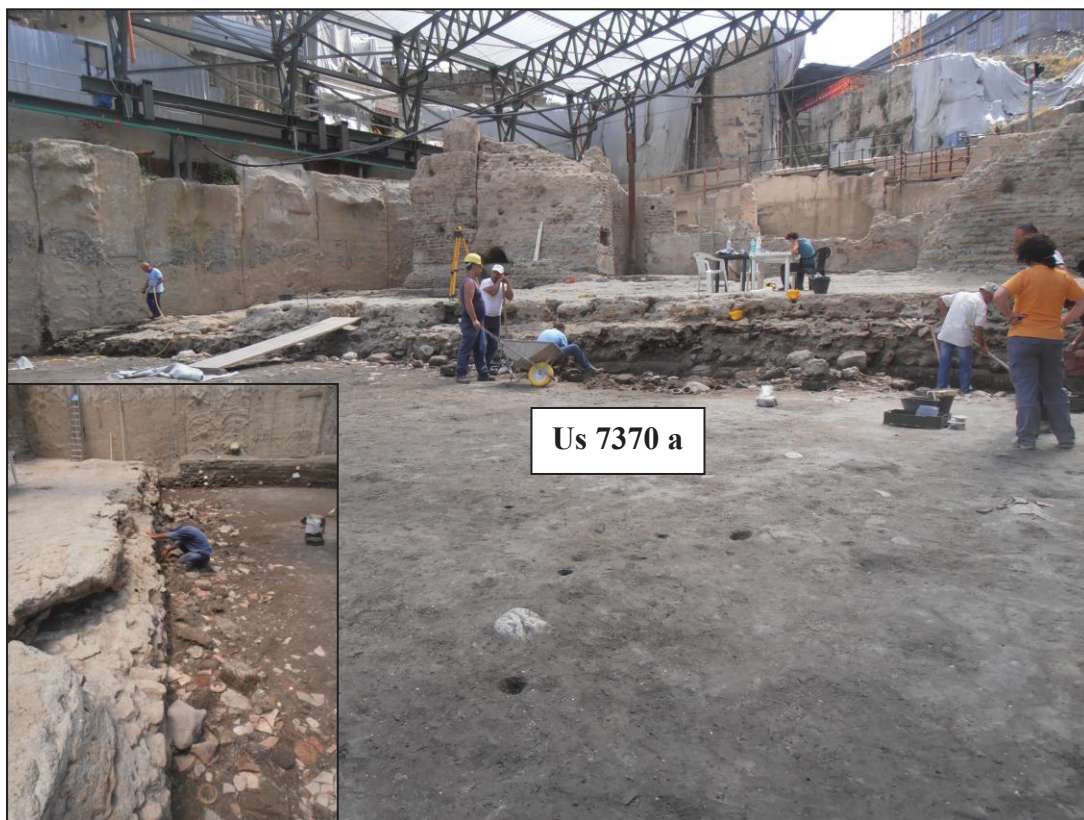


Figura 3.88 - Us 7370 a Dettaglio della prima unità della Tarda Antichità deposta nel Bacino Portuale.

Risalendo la successione stratigrafica si rinengono due unità (**Uss 7352 = 7282 e, 7340 = 7282b, 7320 = 7282 a**). La componente archeologica in esse contenute ha consentito di datarle rispettivamente alla seconda metà del 4th ed alla prima metà del 5th secolo AD. Si attestano alle quote comprese – 2,00/-2,50 m slm nei pressi della Banchina e tra – 3,55/ -3,15 m slm sotto il solaio. Analogamente alle unità immediatamente sottostanti sono caratterizzate da una sabbia grigia medio grossolana scarsamente classata che

passa a limosa nelle zone più distali dalla Banchina. Il deposito è piuttosto poligenico a giacitura interna massiva probabilmente connessa a bioturbazione. Massiccia è la presenza non organizzata di litici lavici e calcarei nerastri subangolari, di dimensione da centimetrica a millimetrica, ciottoli di tufo giallo e verdognoli pluricentimetrici, pomici millimetriche e centimetriche grigiastre da subangolari a subarrotondate, vetri, mosaici, resti in piombo, ferro, semi di mandorle, noci e nocciole e spilloni ossei per capelli. La componente antropica degli inclusi si rinviene essenzialmente nei pressi di tutta la lunghezza della Banchina lungo una fascia ampia circa 2 m. Via via che ci si allontana dalla Banchina i livelli appaiono molto più monogenici ed equidimensionali. A differenza delle unità ascrivibili alla Tarda Età imperiale e quelle sottostanti della Tardo Antichità, le Uss **7352 = 7282 e**, **7340 = 7282b** sono caratterizzate da una notevole quantità di Posidonie. Esse si organizzano in letti di circa 10 cm ciascuno clinostratificati verso est che si rinvencono in tutta l'area di scavo. Gusci di organismi marini di ambiente infratidale (i.e. *Loripes lucinalis*, *Paphia aurea*, *Bittium reticulatum*, *Tapess Decussatus*, *Cerithium Vulgatum*) sono rinvenuti in posizione di vita. Procedendo verso l'alto si riconoscono dei depositi di sabbia marrone beige (Uss **7223 = 7264, 7282**) medio fine poco classata e monogenica. Sono datati anch'essi prima metà del 5th secolo AD. Si attestano alle quote comprese tra -2,00/-1,80 m slm nei pressi della Banchina e si approfondiscono fino a circa -2,70/-2,60 m slm sotto il solaio. Sono caratterizzati da rarissimi inclusi di pomici subangolari centimetrici e ciottoli tufacei giallognoli non organizzati nel sedimento. Gusci di organismi marini (i.e. *Cerastoderma glaucum*, *Loripes lucinalis*, *Gastrana Fragilis*) sono rinvenuti in posizione di vita. Le dimensioni dei materiali ceramici sono dell'ordine del centimetro e la loro densità è molto più bassa rispetto alle unità sottostanti tanto è che non se ne rinviene in pianta una distesa continua né vicino né lontano la Banchina, come invece riscontrato per le sottostanti unità Tardo Imperiali e della Tardo Antichità. Procedendo verso est dello scavo le unità si presentano grigio nerastre e limo argillose. I livelli più superficiali di questo periodo (Uss **7193b2=7222**, **7193 c = 7242**, **7193 b**, **7193 a**) ricoprono il deposito con una superficie basale leggermente erosiva. Essi sono collocati ad una quota compresa circa tra -1/-2m slm nei pressi della Banchina e i -2,70/-3m slm al limite con il pozzo "Linea 1". L'analisi dei materiali ceramici ha consentito di datarli alla seconda metà del 5th - inizi 6th secolo AD. Rispetto alle unità sottostanti appaiano avere caratteristiche completamente differenti. Le Uss **7193b2=7222**, **7193 b**, **7193 a** sono caratterizzati da una granulometria ascrivibile alle classi della ghiaia e della sabbia

grossolana e presentano una natura piuttosto poligenica; clasti di tufo, pomici grigiastre diffuse, litici lavici nerastri, resti vegetali, gusci di noci e nocciole e semi di mandorle in giacitura caotica. Generalmente i clasti si presentano dotati di spigoli da subarrotondati a subangolari. L'evidenza antropica è massicciamente presente: all'interno di queste unità archeostratigrafiche sono state ritrovate tracce di tessere mosaici, piombo, ferro, vetri, frammenti ceramici da subarrotondati a subangolari dell'ordine mediamente pluricentimetrico e spilloni ossei per capelli. A differenza di tutte le unità sottostanti, i bioclasti di molluschi (*Loripes lucinalis*, *Paphia aurea*, *Bittium reticulatum*, *Tapess Decussatus*, *Cerithium Vulgatum*) presenti sono prevalentemente frammentati e fortemente rimaneggiati. Un altro elemento che distingue queste unità rispetto alle sottostanti è l'organizzazione del deposito: al suo interno esso appare costituito da livelli mediamente di 5 cm clinostratificati verso est. La componente poligenica e grossolana delle **Uss 7193c = 7242 e 7223 = 7264** è organizzata in lenti discontinue che caratterizzano soprattutto il settore sud dello scavo. Lungo il settore sud dello scavo, procedendo verso l'alto della successione, alle quote comprese tra -1,10 e 0,80 m slm a 3 m ad est della Banchina Portuale si rinviene un deposito di sabbia grossolana (**Uss 7081 e 7081b**) e ghiaia mal classate beige a luoghi ocre, poligeniche costituite da pomici subangolose e litici lavici di colore nero e tufacei rosati e verdognoli subangolosi da millimetrici a subcentimetrici. I bioclasti di molluschi (i.e. *Loripes lucinalis*, *Paphia aurea*, *Bittium reticulatum*, *Tapess Decussatus*, *Cerithium Vulgatum*) presenti sono prevalentemente frammentati e fortemente rimaneggiati. Le unità si presentano organizzate in livelli spessi circa 5 cm e lenti discontinue clinostratificate verso est. Ascrivibile al 6th secolo AD ancora lungo il settore sud dello scavo è presente un paleosuolo (**Us 7179**). All'interno sono presenti bivalvi e frammenti ceramici ad alto indice di frammentazione. Lungo la paratia orientata lungo l'asse NE-SE sono state trovate infisse nel paleosuolo sistemazioni agricole di pali verticali (Fig. 3.89).



Figura 3.89 - Sistemazioni agricole di pali verticali nel paleosuolo datato al 6th secolo AD.

La variazione di colorazione verso il bruno, l'aumento della componente ghiaiosa e l'arricchimento in materiali antropici rimaneggiati mostra lo spostamento delle dinamiche deposizionali da un ambiente marino verso uno continentale. Le immagini che seguiranno mostrano alcune porzioni della successione stratigrafica descritta (Figg. 3.90, 3.91, 3.92, 3.93 e 3.94). Per la loro posizione rispetto alla Banchina si veda la Sezione AA' (allegato n°1). Vengono inoltre inserite le immagini della V2a e V2c su cui sono state eseguite le analisi. Per La verticale V2a sono stati prelevati 25 campioni e per la verticale V2c 18 campioni.



Figura 3.90 - Dettaglio della successione immediatamente antistante la Banchina.



Figura 3.91 - Dettaglio della successione ubicata 20 m a NE della Banchina.

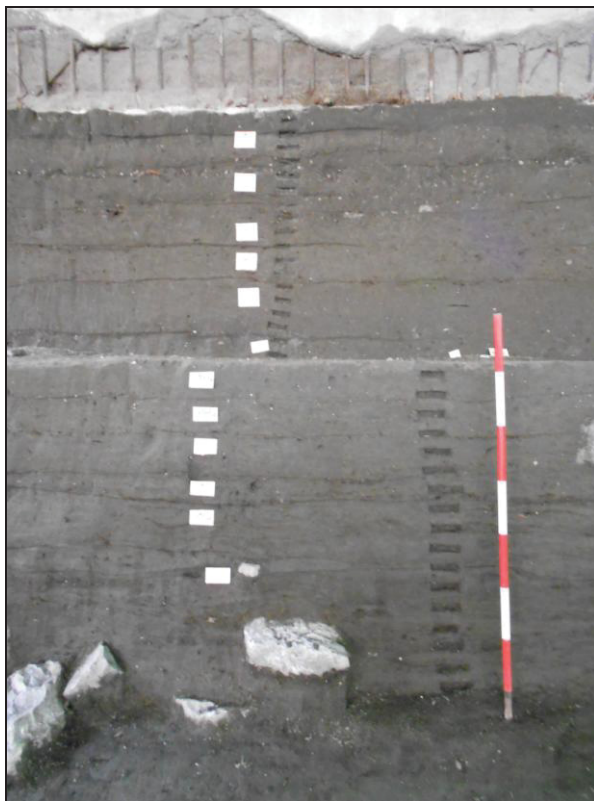


Figura 3.92 - Dettaglio della successione ubicata 40 m a NE della Banchina.



Figura 3.93 - V2a posta a 11m a NE della Banchina.



Figura 3.94 - V2c posta a 35 m a NE della Banchina.

Le indagini di campo si sono anche concentrate sull'osservazione dei caratteri della superficie della Banchina. Essa è ricoperta per circa 1 m della sua altezza, da -1,60 m a circa -2,50 m, da organismi bentonici biocostruttori. Il mollusco bivalve più presente è rappresentato dalla specie *Ostreidae*; gli *ostreidi* sono caratterizzati dall'avere dimensioni medianti di 3 cm e con solo una valva ancorata alla Banchina. In numero più ridotto sono stati rinvenuti anche esemplari di gasteropodi rappresentati da specie di *Vermetus Triqueter*. Essi presentano una morfologia tubiforme piuttosto sinuosa e sono solidamente ancorati alla struttura. Sulla Banchina, il limite più alto del livello di *Ostreidi* è compreso tra una fascia collocata alla quota di $-1,60\text{m} \pm 0,10\text{m}$. Esso è obliterato da un sedimento di seconda metà di fine 5th secolo AD. Pertanto il livello del mare relativo al 5th secolo AD è ubicato a $-1,60\text{m} \pm 0,10\text{m}$. Al di sotto di questa quota la superficie della Banchina si presenta affetta da tracce, oltre che di bioerosione, anche di abrasione meccanica connessa all'azione del moto ondoso. Più intatta e meno abrasa risulta invece la morfologia della Banchina al di sopra di $-1,60\text{m} \pm 0,10\text{m}$. In corrispondenza di questa fascia quotata si evince una morfologia spiccatamente concava verso l'interno della struttura continua su tutta la lunghezza della Banchina. La parete verticale in tufo sottostante la Banchina Augustea, risulta avere un fronte piuttosto smussato a causa sia dell'azione del moto ondoso che della riprofilatura antropica. Essa è ricoperta da ostreidi tra -4,25 e -3,30 m slm rappresentano degli ottimi indicatori di condizioni intertidali approssimando il livello medio marino con un incertezza di circa 1 m o meno.

3.3.2.2. Tecniche di laboratorio-descrizione ed interpretazione paleoambientali dei risultati

Sono di seguito presentati i risultati e le interpretazioni delle analisi tessiturali e paleontologiche condotte sui campioni verticali di campionamento nel pds Linea 6 del cantiere Municipio. Per l'ubicazione delle verticali si veda la Fig. 3.70. Per le caratteristiche e le modalità di ciascuna analisi si faccia riferimento al cap. 1.3.

Analisi tessiturali

Linea 6: Complesso Termale (presso strutture murarie Ellenistiche)

Descrizione dei risultati

verticali V1T,V2T,V3T

I livelli più antichi della successione analizzata a “Linea 6” si rinvennero nelle tre verticali (**V1T,V2T,V3T**) di campionamento poste all'interno del Complesso Termale di Età Imperiale, presso delle strutture murarie di Età Ellenistico-Romana. Generalmente la frazione granulometrica più abbondante dei campioni di queste tre verticali è la sabbia che in tutti i campioni supera il 50% tranne che nel livello **7688**. In quest'ultima unità che chiude la sequenza di ante 3rd secolo BC si rinviene un valore della ghiaia prossimo al 60%. I livelli, esclusi **7657, 7682, 7659, 7712, 7714, 7710**, subordinatamente alla sabbia, presentano una percentuale di ghiaia che oscilla intorno al 25-30%. Le elevate percentuali di sabbia e ghiaia consentono di classificare la maggioranza dei campioni, nell'ambito del diagramma classificativo di Folk, 1954 come sabbie ghiaiose. Le percentuali di limo e argilla tendono ad aumentare solo per i livelli **7710** e **7714** e nel livello alla base della V2T. Nell'ambito della sola frazione sabbiosa che costituisce i sedimenti non sembra che i campioni presentino una classe preponderante rispetto alle altre. Tranne che per le **Uss 7712 e 7714** formati dall'80% da sabbia fine e molto fine e per l'**Us 7688** in cui la sabbia fine oscilla intorno al 5%, gli altri campioni presentano una nuvola di dispersione ben evidente collocata al centro del diagramma ternario (Fig. 3.95).

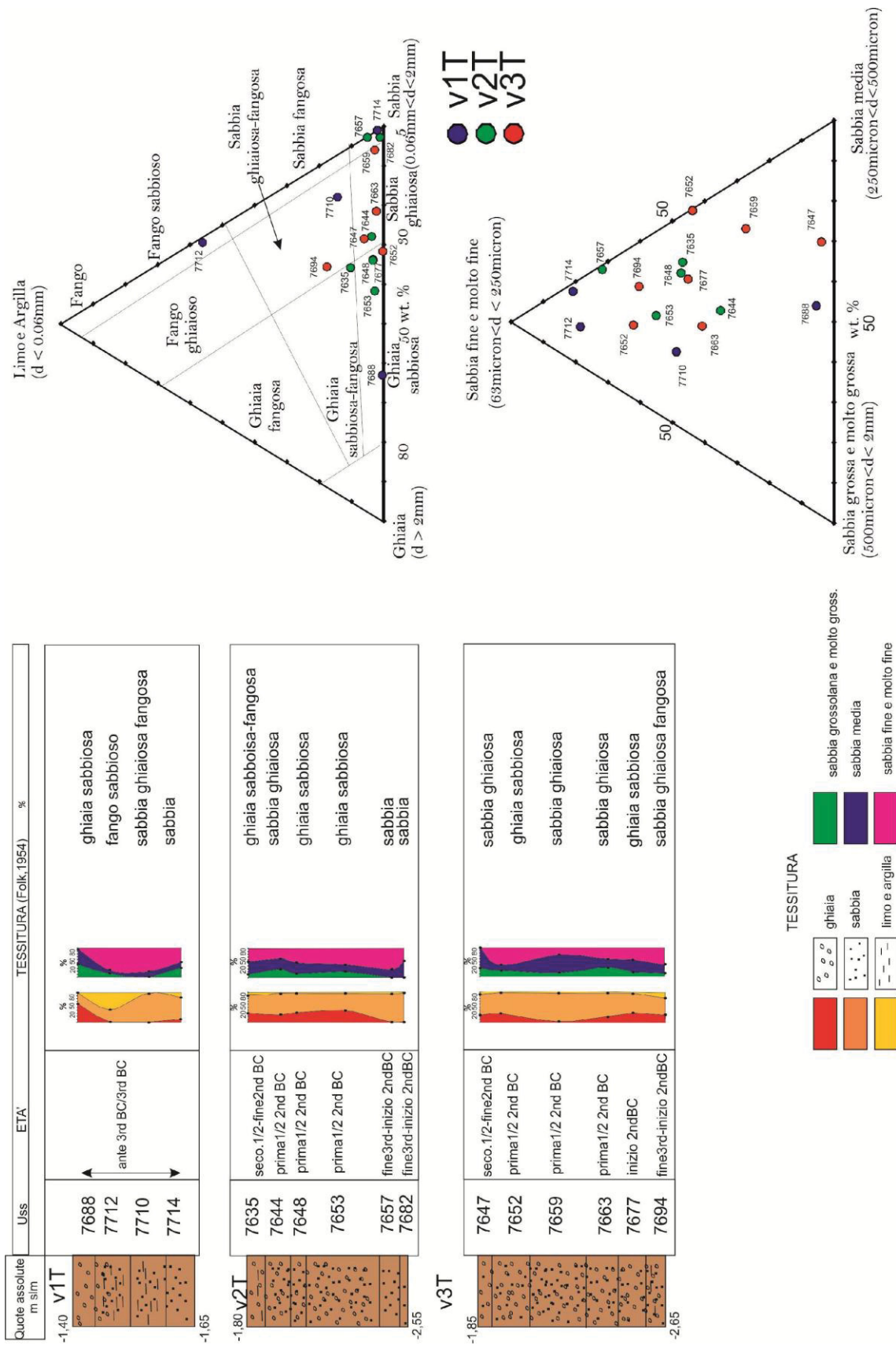


Figura 3.95 - Risultati dell'analisi tessiturale della verticale V1T,V2T e V3T.

Linea 6: Bacino Portuale di *Neapolis****Descrizione dei risultati*****verticale V2a**

A partire dal tetto del substrato tufaceo i primi livelli che si rinvennero alla base della successione stratigrafica sono ascrivibili all'Età Augustea (**Uss 7745, 7739, 7687**). Essi sono caratterizzati da circa il 45-50% del sedimento totale da sabbia. Nell'ambito della frazione sabbiosa, la sabbia fine ne costituisce circa una metà, metà l'altro 50% è equamente diviso tra sabbia media e grossolana. Con circa il 15-20% la ghiaia risulta la classe granulometrica meno abbondante ed è costituita da circa un 65% da pomici. Procedendo verso l'alto i campioni ascrivibili alla prima metà del 1st secolo AD (**Uss 7643a, 7589a, 7545a**) presentano caratteristiche tessiturali piuttosto simili: la classe granulometrica più abbondante risulta essere quella della sabbia che si aggira a circa il 45-50% ed in particolare la sabbia fine e molto fine con valore medio di circa 55%. La componente ghiaiosa è quella meno abbondante e si attesta a valori di circa il 15-20%. Tali caratteristiche collocano questi campioni nel campo classificativo della sabbia ghiaiosa fangosa del diagramma triangolare di Folk, 1954. Le pomici costituiscono il 55% della frazione grossolana del sedimento. La presenza della componente ceramica risulta piuttosto importante attestandosi a circa un 25%. Procedendo verso l'alto della verticale i campioni ascrivibili a circa la metà del 1st secolo AD (**Uss 7515a e 7505a**) sono ancora costituiti da sabbia ghiaiosa fangosa con un aumento progressivo rispetto ai campioni sottostanti della sabbia grossolana che si attesta a circa il 50% della sabbia totale nell'unità 7505a. Pur presentando valori comparabili a quelli dei campioni sottostanti la frazione limoso argillosa decresce intorno a 20-25% a differenza della ghiaia che tende leggermente ad aumentare salendo rispetto ai campioni sottostanti di circa un 5-10%. La frazione pomicea superiore a 2mm aumenta aggirandosi al 70 %; la Posidonia inizia ad assumere un valore considerevole attestandosi al 20% della frazione grossolana. I campioni immediatamente posteriori all'eruzione del 79 AD del Vesuvio (**Uss 7434c e 7434ab**), sono più grossolani rispetto a quelli finora descritti; la sabbia continua ad essere la frazione dominante con percentuali di circa il 55-65% e la ghiaia aumenta fino a raggiungere il 25% - 30% del sedimento totale. La sabbia fine e quella media si riducono vistosamente a vantaggio della sabbia grossolana che nel campione 7434ab rappresenta il 70% della sabbia totale. Il limo e l'argilla si riducono rispetto ai campioni sottostanti costituendo meno del 10% del campione, tanto che l'unità 7434ab è classificabile come sabbia ghiaiosa. La componente pomicea arriva a raggiungere

l'80% della frazione grossolana nel campione 7434 c, segue la Posidonia con il 15%. L'unità 7434ab oltre alle pomici e alla Posidonia è costituita da una percentuale del 14% di litici lavici e tufacei e di cristalli femici e sialici. Procedendo verso l'alto della successione continua la tendenza all'aumento della frazione grossolana: i campioni del 2nd secolo AD presentano circa il 45% della ghiaia. In particolare le **Uss 7424a, 7389a, 7383a**, ricadono nel campo classificativo della ghiaia sabbiosa fangosa e il **7377a** in quello della sabbia ghiaiosa. Così come per i campioni sottostanti, la frazione superiore a 2mm è costituita principalmente dalle pomici, tuttavia la loro percentuale si riduce mediamente del 15% rispetto al campione 7434ab immediatamente sottostante a vantaggio della componente ceramica e della macrofauna che si attestano mediamente intorno al 20%. Il limo e l'argilla costituiscono solo il 10 % del sedimento. La sabbia rappresenta il 45% dei campioni di 2nd secolo AD ed è costituita per metà da sabbia fine mentre l'altro 50% è diviso equamente tra quella media e quella grossolana. Risalendo la verticale i campioni di 3rd-4th secolo AD rappresentati dalle **Uss 7375a, 7371a, 7370a** mostrano un'inversione di tendenza rispetto a quelli sottostanti: la componente ghiaiosa, circa il 10%, si riduce a vantaggio di quelle sabbiosa e limo-argillosa rispettivamente mediamente al 75% e 15% tanto da collocare i campioni nel campo della sabbia ghiaiosa e fangosa. Anche la sabbia fine aumenta la propria percentuale passando da circa il 30% nel livello 7375a al 60% in quello 7370a. Per quanto riguarda la componente ghiaiosa, la frazione pomicea risulta essere quella dominante, anche se si assiste ad un progressivo aumento della macrofauna e dei litici e cristalli che si attestano entrambi a circa il 10-15% e ad una leggera riduzione della componente ceramica che raggiunge circa il 10%. Procedendo verso l'alto della verticale, i due campioni di sabbia ghiaiosa fangosa di fine 4th - inizio 5th secolo AD (**Uss 7282e e 7282b**) aumentano rispetto ai campioni immediatamente sottostanti la frazione superiore ai 2mm che raggiunge rispettivamente il 27 e il 32%. Essa è costituita per circa il 55% da Posidonie che risultano la componente di gran lunga più abbondante rispetto le altre. Anche il limo e argilla tendono ad aumentare raggiungendo un valore molto prossimo a quello della ghiaia. La sabbia media risulta la più abbondante tra le frazioni sabbiose. Con circa il 70% del sedimento totale e l'80% della porzione sabbiosa le unità sovrastanti di prima metà del 5th secolo AD sono essenzialmente costituite da sabbia fine e molto fine (**Uss 7282a e 7223**) e da sabbia media (**Us 7223b**). Il limo e la ghiaia non superano rispettivamente il 15 %. Rispetto ai due livelli immediatamente sottostanti si assiste ad un brusco calo della Posidonia ed un parallelo aumento della frazione pomicea che

ritorna ad un valore di circa 60%. Per i campioni **7282a e 7223**, con un valore di circa il 20% la macrofauna risulta ancora piuttosto abbondante nella frazione ghiaiosa. I livelli di seconda metà 5th secolo AD che chiudono la verticale vedono aumentare la loro componente grossolana (**Us 7193b, 7193b2**). Essi sono ascrivibili rispettivamente alle classi della ghiaia sabbiosa fangosa, e della ghiaia sabbiosa. Mediamente la ghiaia raggiunge un valore di circa il 40%. Il limo è la frazione meno abbondante (<10%). La sabbia fine e molto fine risulta la frazione sabbiosa più abbondante raggiungendo valori di poco superiori al 50% della sabbia totale. Specie per l'Us 7193b le componenti che costituiscono la ghiaia indicano un deciso decremento rispetto agli strati compresi tra il 2nd e 4th secolo AD per quanto riguarda la macrofauna e un aumento della categoria “altro” in cui sono compresi vetri, mosaici, semi, ossa, elementi lignei, piombo e ferro (Fig. 3.96).

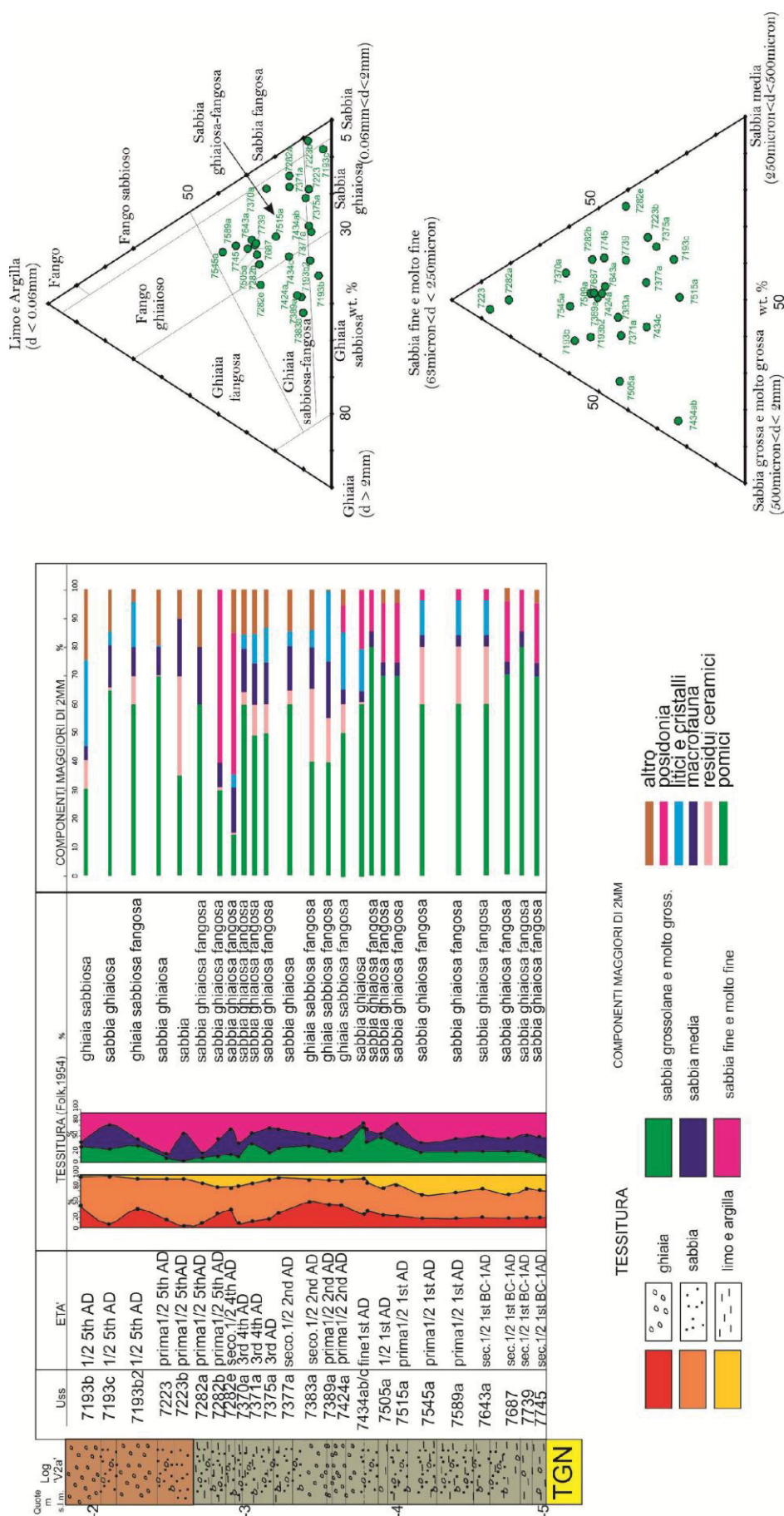


Figura 3.96 - Risultati dell'analisi tessiturale della verticale V2a.

verticale V2c

Le unità archeostratigrafiche alla base della successione ascrivibili alla prima metà del 1st secolo AD (**Uss 7643a, 7589a, 7545a**) sono molto somiglianti in termini di caratteristiche tessiturali: la classe granulometrica più abbondante risulta essere quella della sabbia che si aggira a circa il 50% con punte di circa il 70% per il livello 7643. La ghiaia risulta la classe granulometrica meno abbondante nei campioni 7589a, 7545a e si attesta intorno ai valori di circa il 30%, mentre il restante 25% è rappresentato dalla ghiaia. Nell'ambito della frazione sabbiosa, la sabbia fine è sicuramente la classe più abbondante con valori intorno al 60-70 % della sabbia totale. La frazione superiore ai 2mm è costituita per circa l'80% da pomici. Tali caratteristiche tessiturali collocano le tre Uss nei campi della ghiaia sabbiosa (**Us 7643a**) e della sabbia ghiaiosa fangosa (**7589a, 7545a**). Procedendo verso l'alto della verticale i campioni che ricoprono la seconda metà del 1st secolo AD (**Uss 7515a, 7505a, 7434bc**) mostrano un progressivo aumento della frazione ghiaiosa che passa dal 2% per l'Us 7515 al 40 % per l'Us 7434bc immediatamente posteriori all'eruzione del 79 AD del Vesuvio. Questa tendenza è registrata nel diagramma classificativo di Folk, 1954 dove queste unità sono riconducibili rispettivamente ad una sabbia fangosa, sabbia ghiaiosa fangosa ed una ghiaia fangosa. La ghiaia è costituita essenzialmente da pomici e posidonia: nel campione 7515a le prime raggiungono il 20% e la seconda il 70%, viceversa avviene per il campione 7434bc. La sabbia che tende a ridursi a vantaggio della ghiaia passando da valori di circa il 50% per le Uss 7515a, 7505a, al 25% per l'Us 7434bc vede un progressivo aumento delle sue frazioni medie e grossolane su quella fine che da circa il 70% della sabbia totale nel livello 7515a, raggiunge il 36% in quello 7434bc. Risalendo verso l'alto i livelli ascrivibili al 2nd secolo AD (**Uss 7424a, 7389a, 7383a, 7377a**) mostrano una riduzione della componente grossolana. La ghiaia rappresenta mediamente il 10-12% del sedimento delle suddette unità, mentre la sabbia si aggira intorno al 65 %. La componente ghiaiosa vede una crescita di circa 10% dei frammenti ceramici nelle unità **7389a, 7383a** e della macrofauna che raggiunge un valore del 30% nel campione **7377a**. La frazione sabbiosa più significativa è la sabbia fine e molto fine che raggiunge punte di 80% della sabbia totale nei campioni 7424a, 7389a, 7383a, e di 50% nel livello 7377a. Pur aggirandosi intorno ad una quantità considerevole relativa a circa il 25% del sedimento totale, l'argilla presente in questi livelli mostra il valore più basso rispetto a quello di tutti gli altri della verticale. Tali campioni rientrano nel campo della sabbia ghiaiosa fangosa e della sabbia fangosa. Risalendo la verticale le unità del

3rd-4th secolo AD (**Uss 7375a, 7371a, 7370a**) e quelle di 5th mostrano (**Uss 7282e, 7282b, 7282a e 7282**) mostrano delle caratteristiche tessiturali piuttosto simili. Rispetto ai campioni sottostanti presentano una percentuale limo-argillosa molto più abbondante che raggiunge mediamente il 55-60%, tanto da far ricadere i campioni stessi nei campi classificativi della sabbia fangosa e del fango sabbioso. La frazione ghiaiosa si riduce a meno del 5% del sedimento totale e vede un trend di riduzione della componente pomicea dal 40% al 10% interrotto dagli aumenti intorno al 50% e 40% rispettivamente per i livelli 7370a e 7282a e di un aumento della macrofauna fino a raggiungere il 50-60%. I livelli 7282e, 7282b presentano una componente ghiaiosa costituita per circa il 65% da Posidonia. La sabbia ricopre circa il 50% del sedimento totale di questi campioni e in particolare la sabbia fine e molto fine raggiunge punte dell'85% della sabbia totale (Fig. 3.97).

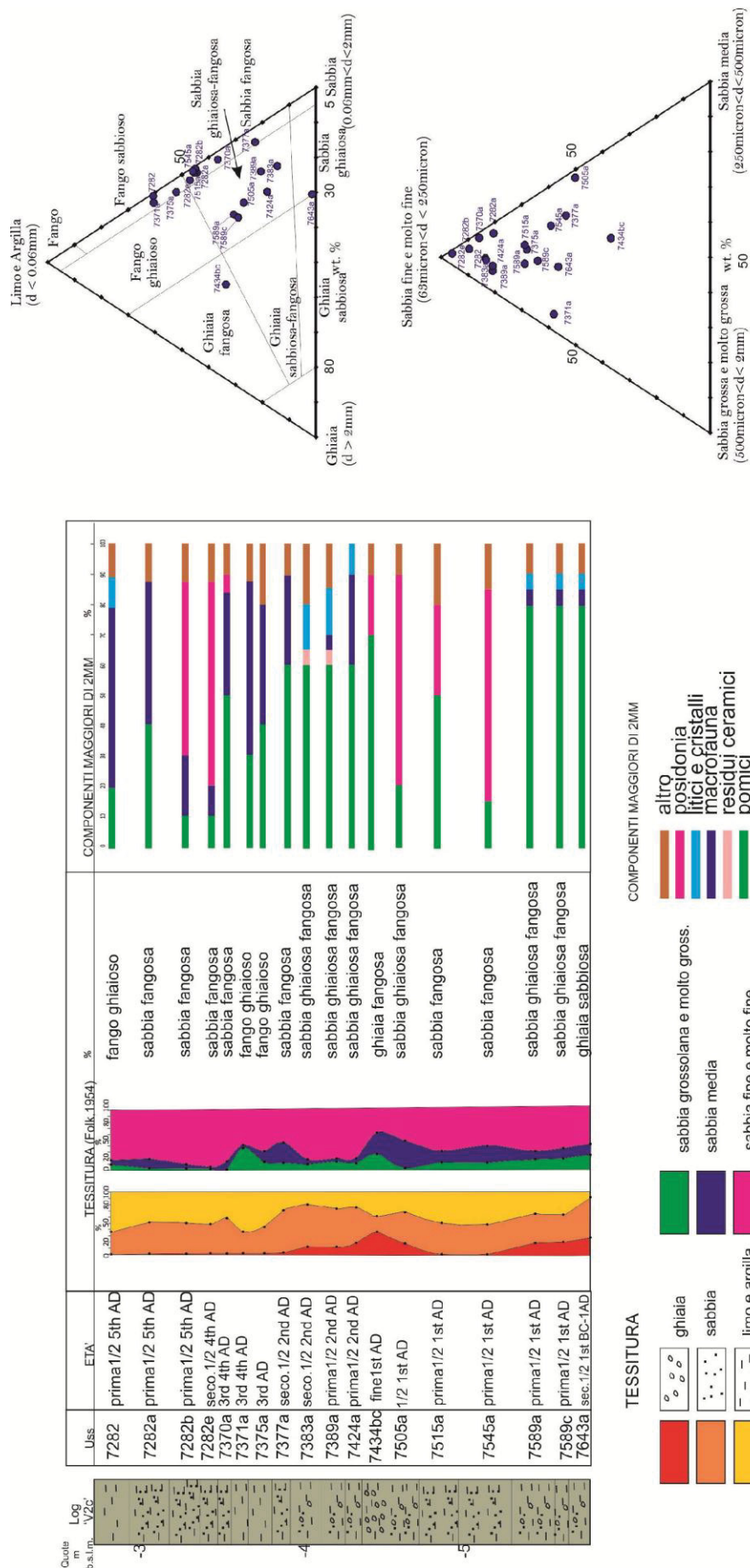


Figura 3.97 - Risultati dell'analisi tessiturale della verticale V2c.

Correlazioni tessiturali delle verticali V2a e V2c e prime interpretazioni dei risultati

Generalmente la verticale V2c presenta delle granulometrie più fini rispetto alla verticale V2a. In particolare come mostrato nel diagramma classificativo di Folk, 1954 i campioni della verticale V2a si concentrano per lo più nel campo della sabbia ghiaiosa fangosa e della ghiaia sabbiosa fangosa mentre quelli della verticale V2c si collocano nei campi della sabbia fangosa e del fango sabbioso e subordinatamente della sabbia ghiaiosa fangosa. Questa tendenza è confermata anche valutando la sola frazione sabbiosa: i campioni della verticale V2c si concentrano principalmente nei pressi del vertice della sabbia fine e molto fine mentre quelli della verticale V2a presentano una nuvola di dispersione più ampia collocata mediamente al centro del diagramma triangolare della sabbia. Tali differenze sono in relazione alla posizione delle verticali di campionamento rispetto la Banchina Portuale. La verticale V2a si colloca a 11 m mentre quella V2c in un posizione più distale, a circa 35m (cfr Sezione geologica AA' allegato n°1). L'ubicazione reciproca delle due verticali ne influenza il sedimento da un punto di vista granulometrico: in posizione prossimale i livelli dei fondali marini (shoreface), data la loro minore profondità risentono maggiormente delle dinamiche del moto ondoso sotto costa, nonché delle pressioni antropiche di carico e scarico merci dalla Banchina; nelle zone più distali (sopra il risentimento del moto ondoso) dato il progressivo aumento della colonna d'acqua si assiste ad una dinamica di sedimentazione più tranquilla connessa ad una riduzione della velocità di trasporto della corrente e parallelamente della competenza del sedimento. Procedendo dal basso verso l'alto nella successione stratigrafica esplorata i livelli di Età Augustea 7745,7739,7687 della V2a e 7643a, 7589ac, 7545 in entrambe le verticali presentano la sabbia come classe dominate e soprattutto la sabbia fine. Sia nella verticale V2a che in quella V2c questi livelli sembrano mantenere un andamento piuttosto costante tra loro in termini tessiturali. Procedendo verso l'alto le due verticali mostrano un deciso e progressivo aumento della frazione grossolana che culmina nei livelli 7389a,7383a,7377a nella verticale V2a mentre si arresta immediatamente al livello precedente a questi, 7434bc, nella verticale V2c. In entrambe le verticali i livelli correlabili ai prodotti rimaneggiati dell'eruzione di Pompei, Us7434, tendono ad essere quelli fra i più grossolani sia per quanto riguarda il contenuto della ghiaia, che per quello della sabbia grossolana. L'input pomiceo messo in posto durante l'eruzione e rimaneggiato durante le fasi successive è alla base di questo deciso incremento del contenuto grossolano del sedimento. I livelli immediatamente precedenti le unità 7434, (Uss 7515a, 7505a) sono rappresentati nelle

due verticali essenzialmente da Posidonie e pomici per ciò che riguarda la frazione superiore ai 2mm. I livelli del 2nd secolo AD 7389a,7383a immediatamente successivi all'eruzione del 79 AD presentano in entrambe le verticali un incremento dell'evidenza antropica che si manifesta con un parallelo picco del contenuto ceramico, dei litici e cristalli e della categoria "altro" all'interno della quale sono compresi altri prodotti di origine antropica: vetri, mosaici, semi, ossa, elementi lignei, piombo e ferro. Queste evidenze mostrano un deciso uso dell'area Portuale in questo periodo specie per ciò che riguarda le pratiche mercantili e quindi di scarico e carico merci. Anche la macrofauna rilevata nel residuo maggiore di 2 mm comincia ad incrementare la propria percentuale in tutti i livelli fino alla chiusura delle verticali verso l'alto. E' probabile che questa cominci a trovare delle condizioni fisico chimiche più favorevoli rispetto a quelle del 1st secolo AD, che come descritto nel paragrafo precedente è stato interessato dall'eruzione di Pompei e dalle successive fasi di dragaggio dei fondali. Ciò viene confermato anche dalle analisi paleontologiche eseguite specificamente sulla macrofauna (si veda Analisi della macrofauna). Nelle due verticali i sedimenti di fine 4th secolo AD e di inizio 5th secolo AD presentano un deciso aumento delle Posidonie. Come testimoniato sia nei diagrammi triangolari che in quelli verticali, le prime fasi del 5th secolo AD sono caratterizzate da una buona presenza della componente fine sia in termini di limo e argilla che in termini di sabbia fine e molto fine in entrambe le verticali (Uss 7282a e 7282, 7223). Ciò sarebbe indicativo di condizioni più tranquille (decantazione e debole trazione) durante le fasi di sedimentazione dei sedimenti probabilmente relazionate ad una fase di progressiva chiusura del Bacino. I sedimenti che chiudono la verticale V2a sono molto grossolani e poco selezionati per ciò che riguarda la componente ghiaiosa. Questo è relazionabile alle dinamiche di un progressivo interrimento e abbandono del Bacino Portuale durante la seconda metà del 5th secolo AD e gli inizi del 6th secolo AD.

Analisi della macrofauna

Linea 6: Complesso Termale (presso strutture murarie ellenistiche)

Descrizione dei risultati

V1T,V2T,V3T

V1T	MACROFAUNA
7688	Assente
7712	Assente
7710	Assente
7714	Assente
V2T	MACROFAUNA
7635	Rara
7644	Assente
7648	Rara
7653	Rara
7657	Rara
7682	Rara
V3T	MACROFAUNA
7647	Rara
7652	Assente
7659	Assente
7663	Assente
7677	Assente
7694	Assente

Tabella 3.1 - Risultati dell'analisi della macrofauna delle verticali V1T, V2T e V3T.

Linea 6: Bacino Portuale di *Neapolis*

Descrizione dei risultati

verticale V2a

L'analisi della macrofauna ha consentito di valutare tre importanti intervalli contrassegnati da differenti associazioni faunistiche:

1° intervallo) Partendo dalla base della verticale si riconosce la dominanza, pari a circa l'80-90% di associazioni di malacofauna tipiche della spiaggia marina infratidale (*Bittium reticulatum*). Questa specie è attestata in un arco temporale compreso tra il 1st secolo BC e gli inizi del 5th secolo AD. Procedendo dalla base della verticale nei

campioni di fine 1st secolo BC e della prima metà del 1st secolo AD (**7745, 7739, 7687, 7643a, 7589c, 7589a, 7545a e 7515a**) le specie di sabbia marina infratidale sono accompagnate da un incremento di *Alvania reticulata* e di *Nassarius corniculus* espressione di un ambiente marino con presenza di alghe e con sabbia pulita. Durante la seconda metà e la fine del 1st secolo AD (**Uss 7505a, 7434 c, 7434ab**) le specie di sabbia marina infratidale sono accompagnate da associazioni di macrofauna proprie di differenti contesti paleoecologici. I campioni infatti sono caratterizzati mediamente dal: 10% da specie di substrato duro quali *Gibbula sp.*; 10% di specie di associazioni di sabbia fangosa di ambiente protetto (*Cerithium vulgatum*, *Loripes lucinalis*, *Paphia*). Dal 2nd al 4th secolo AD il 70% della macrofauna a *Bittium reticulatum* e *Rissoa ventricosa* presente nei campioni **7424a, 7389a, 7383a, 7377a ,7375a, 7371a, 7370a** è associata a circa un 5-10% di organismi di sabbia fangosa, in particolare da *Loripes lucinalis*, *Paphia aurea* e meno del 10% da specie di contesti di substrato duro, laguna e sabbia pulita.

2° intervallo) La prima metà del 5th secolo AD (**Uss 7282a, 7223b, 7223**) è segnata da un forte decremento delle specie di ambiente infratidale. Il *Bittium reticulatum* passa da circa un 90% nel campione 7282e a meno del 10% nel livello 7223. A ciò si accompagna un parallelo incremento delle specie tipiche dei contesti lagunari e fangosi quali *Cerastoderma glaucum*, *Abra alba*, *Loripes lucinalis* con percentuali rispettivamente di circa il 25%, il 20% e il 12%.

3° intervallo) Nella seconda metà del 5th secolo AD (**Uss 7193b2, 7193c, 71293b**) a differenza dei due periodi precedenti, gli organismi di macrofauna rinvenuti nei sedimenti non presentano la preponderanza di alcun gruppo ecologico rispetto ad un altro: con circa il 10-20% le specie di substrato duro, sabbia infratidale, laguna, sabbia fangosa, sabbia pulita e sabbia fangosa di ambiente protetto rappresentate rispettivamente da *Gibbula sp.*, *Bittium reticulatum*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra alba*, *Cyclope neritea* e *Loripes lucinalis* sono equamente distribuite nel sedimento (Fig. 3.98).

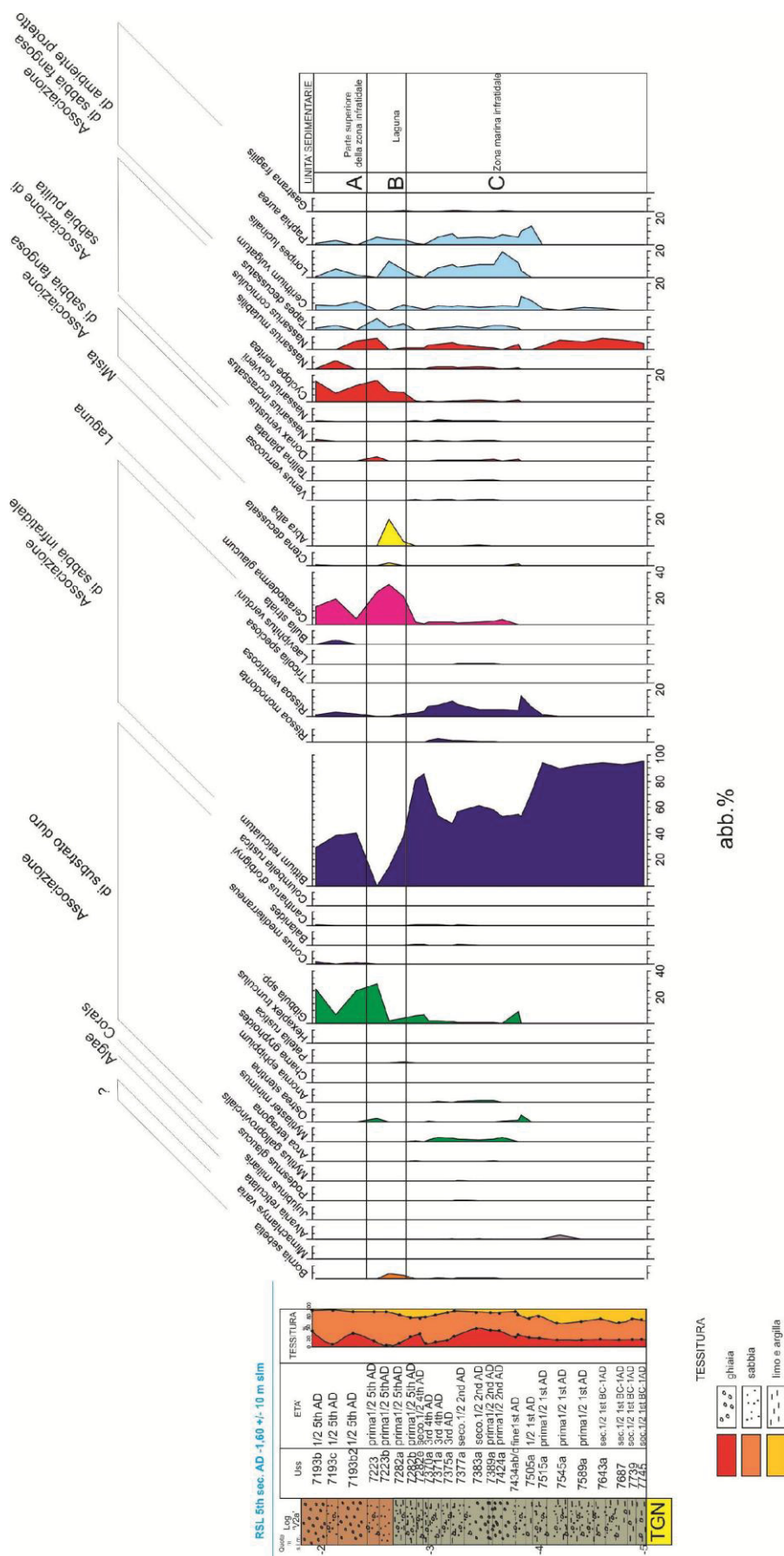


Figura 3.98 - Analisi della macrofauna per la verticale V2a.

verticale V2c

L'analisi della macrofauna ha consentito di valutare due importanti intervalli temporali contrassegnati da differenti associazioni faunistiche:

1° intervallo) Lo studio della malacofauna presente nei sedimenti ha rilevato la presenza di specie tipiche di un ambiente marino infratidale compreso tra il 1st secolo BC e gli inizi del 5th secolo AD rappresentate in modo particolare dal *Bittium reticulatum*. Esso risulta essere con circa il 70% la specie più abbondante di tutte quelle rinvenute. Durante questo intervallo temporale si attestano sottoperiodi in cui si rinvencono associate alle specie di sabbia infralitorale di volta in volta gruppi paleoecologici differenti.

In particolare i campioni **7643a**, **7589a**, **7589c**, presentano circa un 5% di specie di sabbia pulita e di sabbia fangosa di ambiente protetto (*Nassarius corniculus* e *Cerithium vulgatum*). Risalendo verso l'alto della verticale nei livelli **7545a**, **7515a** alle specie di sabbia pulita e di sabbia fangosa di ambiente protetto si associano con circa il 5% anche quelle che vivono su substrato duro rappresentate dalla *Gibbula sp.* I livelli di fine 1st secolo AD e inizi 2nd secolo AD (**7505a**, **7434bc**, **7424a** e **7389a**) mostrano a loro interno associazioni di macrofauna tipiche di differenti contesti paleoecologici. Si rinviene infatti un 15% di *Gibbula sp.*; circa un 6% di *Ceratoderma glaucum*; un 3% di *Venus verrucosa*; un 10% di specie tipiche della sabbia pulita tra cui *Cyclope neritea*, *Nassarius mutabilis*, *Nassarius corniculus* e *Tapes decussatus* e meno del 20% di organismi di sabbia fangosa protetta tra cui il *Cerithium vulgatum*, *Loripes lucinalis* e la *Paphia aurea*. Risalendo verso l'alto della verticale i campioni di 2nd secolo AD e 3rd secolo AD (**7383a**, **7377a**, **7375a**, **7371a**) sono arricchiti in specie tipiche della sabbia fangosa (*Loripes lucinalis* e la *Paphia aurea*).

2° intervallo) La prima metà del 5th secolo AD (**Uss 7282a** e **7282**) è caratterizzata da un cambiamento rispetto all'intervallo precedente. Si assiste infatti ad un incremento delle specie lagunari che si portano da meno del 5% nel campione 7370a a circa il 30% nel livello 7282; parallelamente la percentuale del *Bittium reticulatum* si riduce di circa un 20%. In questi livelli si rinviene anche una percentuale inferiore al 10% di *Cyclope neritea*, *Cerithium vulgatum*, *Loripes lucinalis* e la *Paphia aurea* (Fig. 3.99).

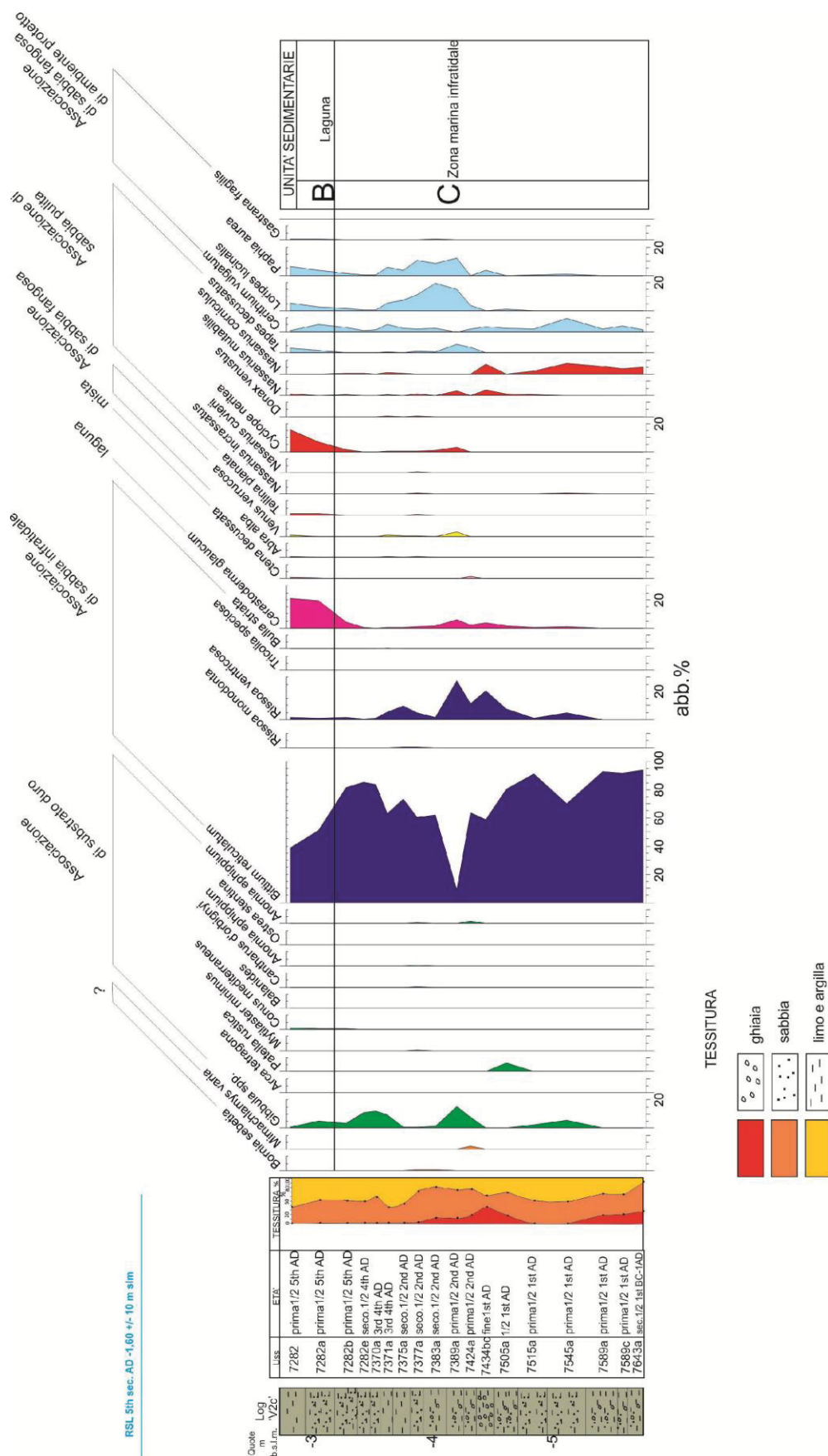


Figura 3.99 - Analisi della macrofauna per la verticale V2c.

Correlazioni macrofaunistiche delle verticali V2a e V2c e interpretazione dei risultati

Entrambe le verticali mostrano la medesima evoluzione dello scenario paleoambientale dell'antico porto durante il periodo della sua attività (1st secolo BC -5th secolo AD). L'abbondanza delle specie di ambiente infralitorale attesta che il settore dello scavo antistante la Banchina era caratterizzato da sedimenti di spiaggia sommersa durante il 1st secolo BC e le prime fasi del 5th secolo AD. I livelli del 1st secolo AD (Uss 7643a, 7589a, 7589c, 7545a e 7515a) presentano associate alle specie bentoniche di *sabbia infralitorale* quelle di *sabbia pulita*, *sabbia fangosa*, *di substrato duro* (definizioni delle associazioni ecologiche tratte da Péres e Picard, 1964 e Péres, 1982) e specie che vivono sulle alghe, ciascuna con un'abbondanza relativa non superiore al 15%. La ragione di gruppi ecologici così differenti associate nei medesimi sedimenti può essere ricercata nelle dinamiche di rimaneggiamento dei fondali connesse alle procedure dei dragaggi del 1st secolo AD. E' inoltre verosimile che il rimescolamento dei fondali di fine 1st secolo AD possa essere causato anche dagli sconvolgimenti nel moto ondoso e nelle correnti sottocosta in risposta all'eruzione del 79 AD (Uss 7434 c, ab). Durante il periodo compreso tra il 2nd secolo AD e 4th secolo (Uss 7424 a, 7389 a, 7383a, 7377 a, 7375 a, 7371a, 7370 a) la macrofauna comincia ad incrementare la propria percentuale in tutti i livelli fino alla chiusura delle verticali verso l'alto. E' probabile che questa cominci a trovare delle condizioni fisico chimiche più favorevoli rispetto a quelle del 1st secolo AD una volta cessati i dragaggi e il rimaneggiamento dei depositi vulcanici del 79 AD. Inoltre quest'arco temporale vede associate alle specie di sabbia infratidale quelle di sabbia fangosa di ambiente protetto. Queste evidenze portano ad ipotizzare la conformazione di un Bacino Portuale parzialmente riparato e confinato dall'aggettante promontorio del Monte Echia, ma sicuramente calato nelle dinamiche di correnti sottocosta e in aperto contatto con il largo come testimoniato dalla presenza massiccia e costante di sabbia e subordinatamente di ghiaia. Un primo cambiamento paleoecologico e paleoambientale importante si ha durante la prima metà del 5th secolo AD. L'incremento evidente in entrambe le verticali delle specie lagunari, quelle di sabbia fangosa parallelamente ad una decrescita degli organismi di ambiente infralitorale è interpretabile con una chiusura del Bacino Portuale in un ambiente di laguna. Un secondo cambiamento importante si registra nella seconda metà del 5th secolo AD. Livelli privi di una preponderanza di un gruppo faunistico rispetto ad un altro potrebbero spiegarsi con un aumento dell'energia nell'ambiente di deposizione che si verifica soprattutto nel settore di Bacino più prossimo alla Banchina. Tale aumento

potrebbe mettersi in relazione con le fasi finali del riempimento della laguna. La Fig. 3.100 mostra alcune delle specie macrofuanistiche marine rinvenute nei sedimenti delle verticali V2a e V2c.

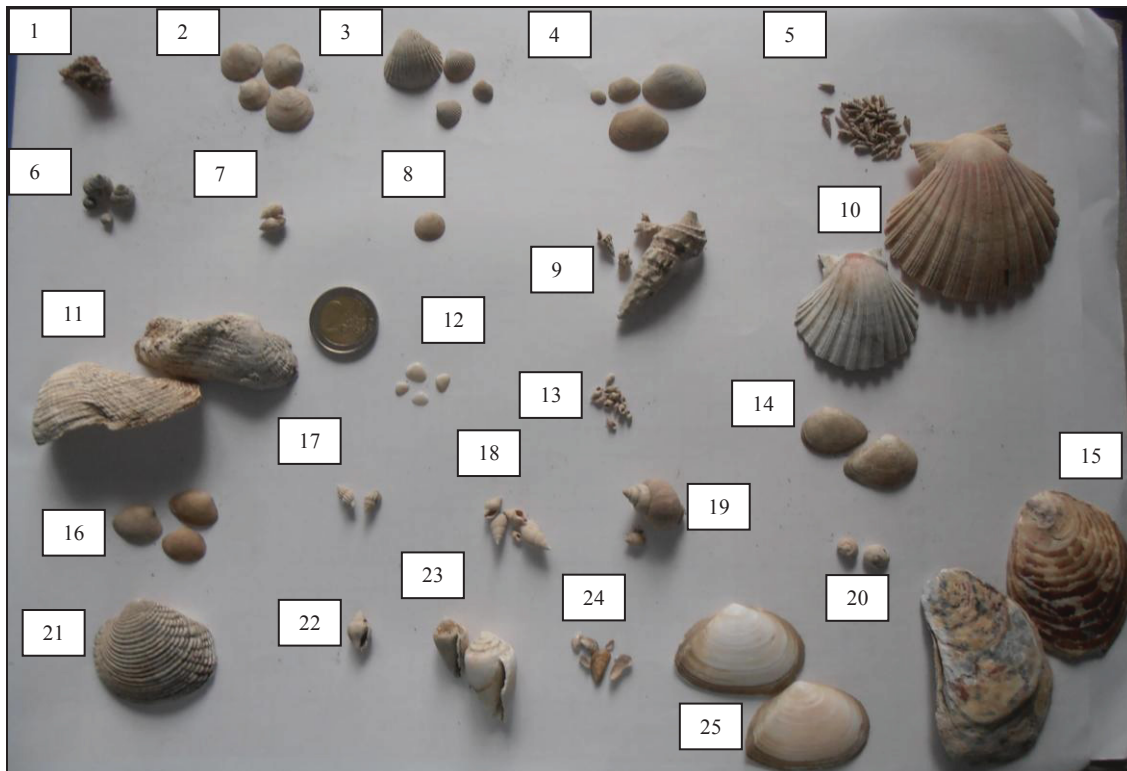


Figura 3.100 - Alcune delle specie macrofuanistiche marine rinvenute nei sedimenti delle verticali V2a e V2c: 1: *Hexaplex trunculus*; 2: *Loripes lucinalis*; 3: *Cerastoderma glaucum*; 4: *Tapes decussatus*; 5: *Bittium reticulatum*; 6: *Gibbula* spp.; 7: *Nassarius cuvierii*; 8: *Ctena decussata*; 9: *Cerithium vulgatum*; 10: *Mimachlamys varia*; 11: *Arca tetragona*; 12: *Bornia sebetia*; 13: *Rissoa ventricosa*; 14: *Gastrana fragilis*; 15: *Ostrea stentina*; 16: *Paphia aurea*; 17: *Nassarius incrassatus*; 18: *Nassarius corniculus*; 19: *Nassarius mutabilis*; 20: *Cyclope neritea*; 21: *Venus verrucosa*; 22: *Columbella rustica*; 23: *Conus mediterraneus*; 24: *Mytilaster minimus*; 25: *Tellina planata*.

Analisi della microfauna ad ostracodi

Linea 6: Complesso Termale (presso strutture murarie ellenistiche)

Descrizione dei risultati

verticali V1T,V2T,V3T

V1T	MICROFAUNA
7688	Assente
7712	Assente
7710	Assente
7714	Assente
V2T	MICROFAUNA
7635	Rara
7644	Rara
7648	Rara
7653	Assente
7657	Assente
7682	Assente
V3T	MICROFAUNA
7647	Rara
7652	Assente
7659	Assente
7663	Assente
7677	Assente
7694	Assente

Tabella 3.2 - Risultati dell'analisi della microfauna delle verticali V1T, V2T e V3T.

Interpretazione paleoambientale delle verticali V1T,V2T,V3T

Le analisi biostratigrafiche integrate con i risultati dell'analisi della macrofauna (Tab. 3.1) inducono ad interpretare i livelli della verticale V1T come ascrivibili ad ambiente emerso. Ciò è ipotizzabile dall'assenza sia di esemplari di macrofauna che di microfauna. Le analisi biostratigrafiche evidenziano la presenza di un ambiente privo di microfauna, anche per i livelli alla base delle verticali V2T e V3T (Uss da 7682 a 7653 e da 7694 a 7652). Queste informazioni unitamente alla rara presenza di macrofauna nei livelli da 7682 a 7653 della V2T e alla totale assenza nei livelli da 7694 a 7652 della

V3T, inducono ad ipotizzare anche lungo queste due verticali la presenza di un ambiente continentale prossimo alla linea di riva. Viceversa verso l'alto delle verticali V2T e V3T si è riscontrata la presenza seppure rara di microfauna (Uss 7647, 7648, 7644, 7635) e macrofauna (Uss 7647 e 7635) la quale sembra attestare l'evoluzione verso un ambiente al passaggio mid-supratidale molto prossimo alla linea di riva. Queste Uss sono datate al 2nd secolo BC.

Linea 6: Bacino Portuale di *Neapolis*

Descrizione dei risultati

verticale V2a

L'analisi della microfauna ha consentito di valutare quattro importanti intervalli temporali contrassegnati da differenti associazioni faunistiche:

1° intervallo) i campioni dell'intervallo temporale compreso tra il 1st secolo BC e gli inizi del 5th secolo AD mostrano un'abbondanza relativa delle specie di associazione costiera rappresentati in particolar modo dalla *Loxoconcha romboidea*, *Aurilia convexa*, *Leptocythere rara* e *Pontocythere elongata*. Nei campioni **7643a**, **7589a**, **7545a**, **7515a**, **7375a**, **7371a**, **7370a** si rinviene anche la presenza di ostracodi relativi a contesti di acqua dolce rappresentati dalla specie *Illyocypris gibba*.

2° intervallo) La fine del 1st secolo BC e gli inizi del 2nd secolo AD (Uss **7434c**, **7434ab**, **7424a** e **7389a**) sono caratterizzati dall'assenza di ostracodi.

3° intervallo) Durante la prima metà del 5th secolo AD (Uss **7282**, **7282a**, **7223b**, **7223**) alle specie costiere si rinviene un 50% di *Xestoleberis* sp. tipica degli ambienti lagunari accompagnate da meno del 10% da specie che vivono in ambienti marini aperti (*Basslerites berchoni* e *Semicytherura* cf. *alifera*).

4° intervallo) I livelli della seconda metà del 5th secolo AD (Uss **7193b2**, **7193c**, **7193b**) che chiudono la successione non presentano alcuna specie di ostracodi. In generale durante tutta la successione stratigrafica campionata è presente una densità degli ostracodi estremamente bassa. La quasi totalità dei livelli mostra un numero di ostracodi inferiore a 10 elementi su 100g di sedimento analizzato. Solo nel campione 7223 si conta un numero di ostracodi di poco superiore alle 50 unità (Fig. 3.101).

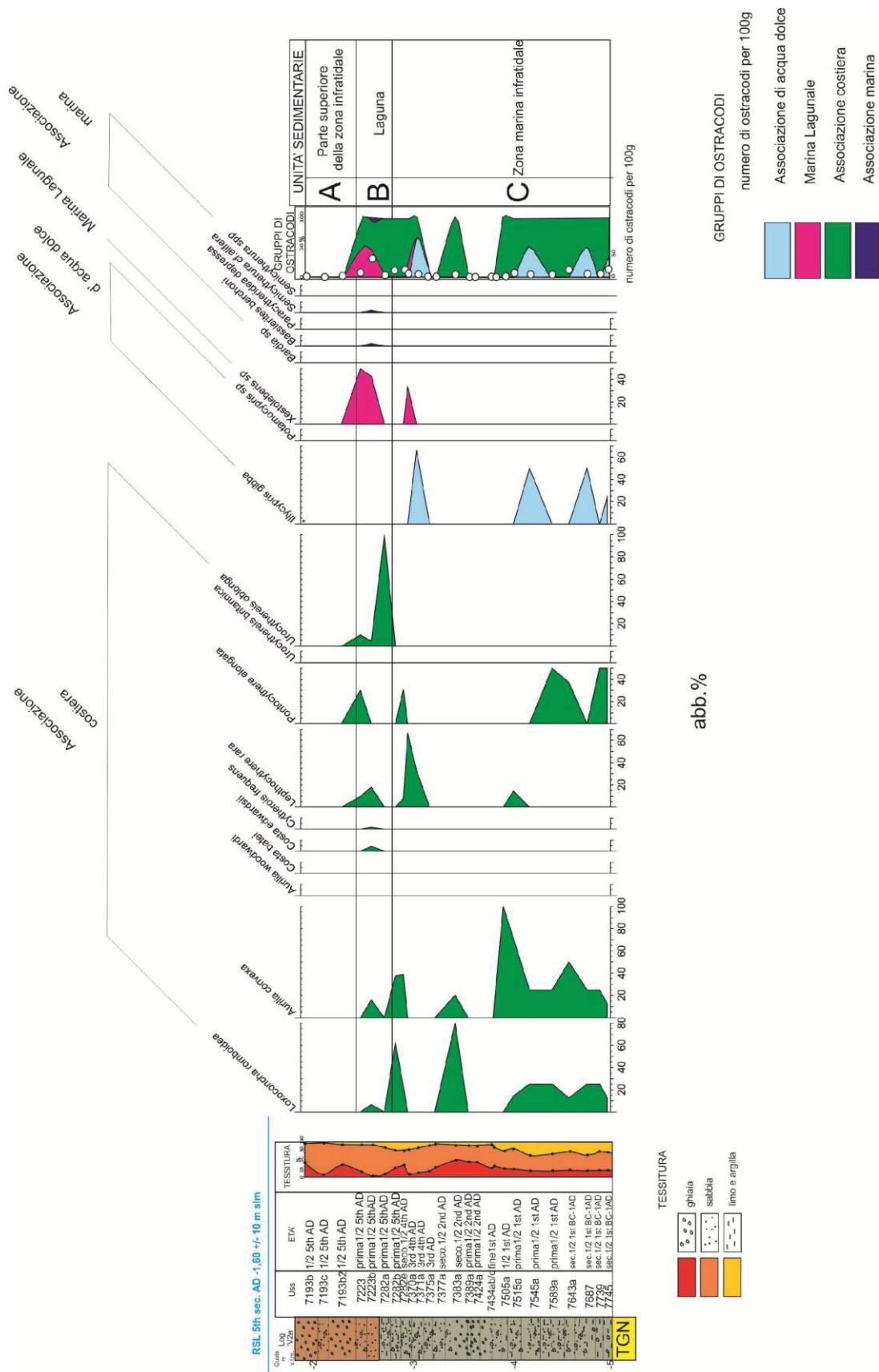


Figura 3.101 - Analisi della microfauna per la verticale V2a.

verticale V2c

L'analisi della microfauna ha consentito di valutare due importanti intervalli temporali contrassegnati da differenti associazioni faunistiche:

1° intervallo) I livelli compresi tra il 1st secolo BC e gli inizi del 5th secolo AD (**7643a, 7589a, 7545a, 7515a, 7505a, 7434c, 7434ab, 7424a, 7389a, 7383a, 7377a, 7371a, 7370a, 7282e, 7282b**) mostrano un'abbondanza relativa delle specie di associazione costiera rappresentate in particolar modo dalla *Loxoconcha romboidea*, *Aurilia convexa*, *Leptocythere rara* e *Pontocythere elongata*.

2° intervallo) Si assiste ad un progressivo incremento della specie lagunare *Xestoleberis* sp. che perdura fino a tutta la prima metà del 5th secolo AD arrivando a toccare anche percentuali prossime al 50% nei campioni **7282, 7282a**. Analogamente a quanto osservato per la verticale V2a la densità degli ostracodi su 100g di campione è piuttosto bassa arrivando a raggiungere un intervallo compreso tra le 50 e le 70 unità solo nei campioni 7377a, 7371a, 7282e, 7282b (Fig. 3.102).

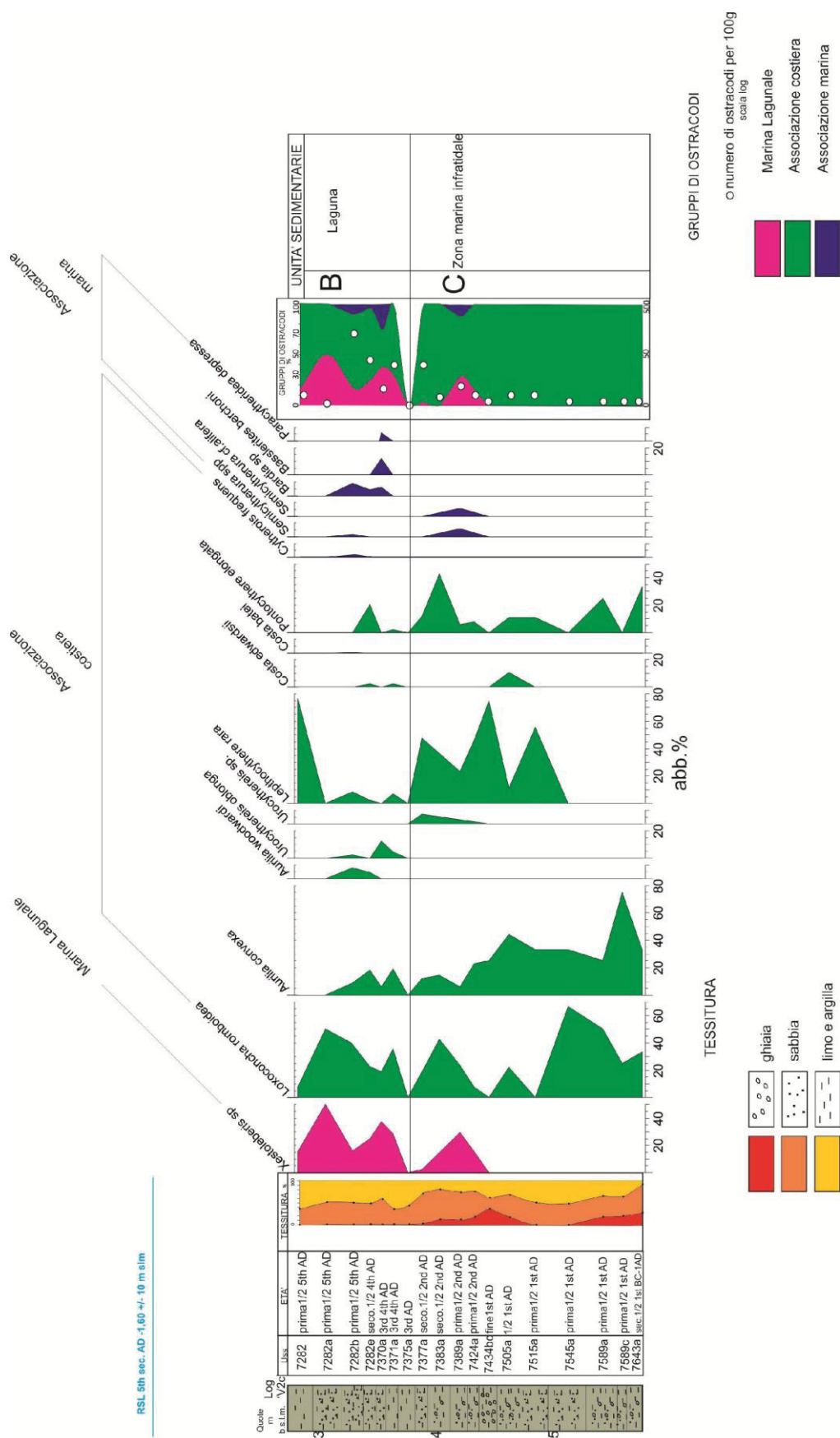


Figura 3.102 - Analisi della microfauna per la verticale V2c.

Correlazioni microfaunistiche delle verticali V2a e V2c e interpretazione dei risultati

Le variazioni paleoambientali evidenziate dallo studio della macrofauna sono confermate dall'analisi della microfauna ad ostracodi. Un ambiente marino costiero evidenziato dalla relativa associazione microfaunistica in cui va a collocarsi l'antico porto permane durante tutto l'intervallo temporale compreso tra 1st secolo BC e gli inizi del 5th secolo AD. In aggiunta alle informazioni già fornite dallo studio della macrofauna, tale periodo è interessato da apporti torrentizi, come testimoniato dalle specie di acqua dolce *Illyocypris gibba* e *Potamocypris sp.* L'incremento di *Xestoleberis sp.* rimarca il medesimo passaggio paleoambientale già attestato per la macrofauna verso un ambiente di laguna che perdura in tutta la prima metà del 5th secolo AD. L'alta energia connessa agli input alluvionali della seconda metà del 5th secolo AD a cui è imputabile la chiusura del Bacino Portuale potrebbe essere la causa dell'assenza degli ostracodi nella verticale V2a in tale periodo. La Fig. 3.103, mostra alcune delle specie di Ostracodi rinvenute nei sedimenti delle verticali V2a e V2c. Le interpretazioni paleoambientali sopra proposte trovano una chiara visualizzazione nella sezione geologica AA' trasversale alla Banchina dove con opportuni colori vengono indicati i paleoambienti ricostruiti (allegato n°2).

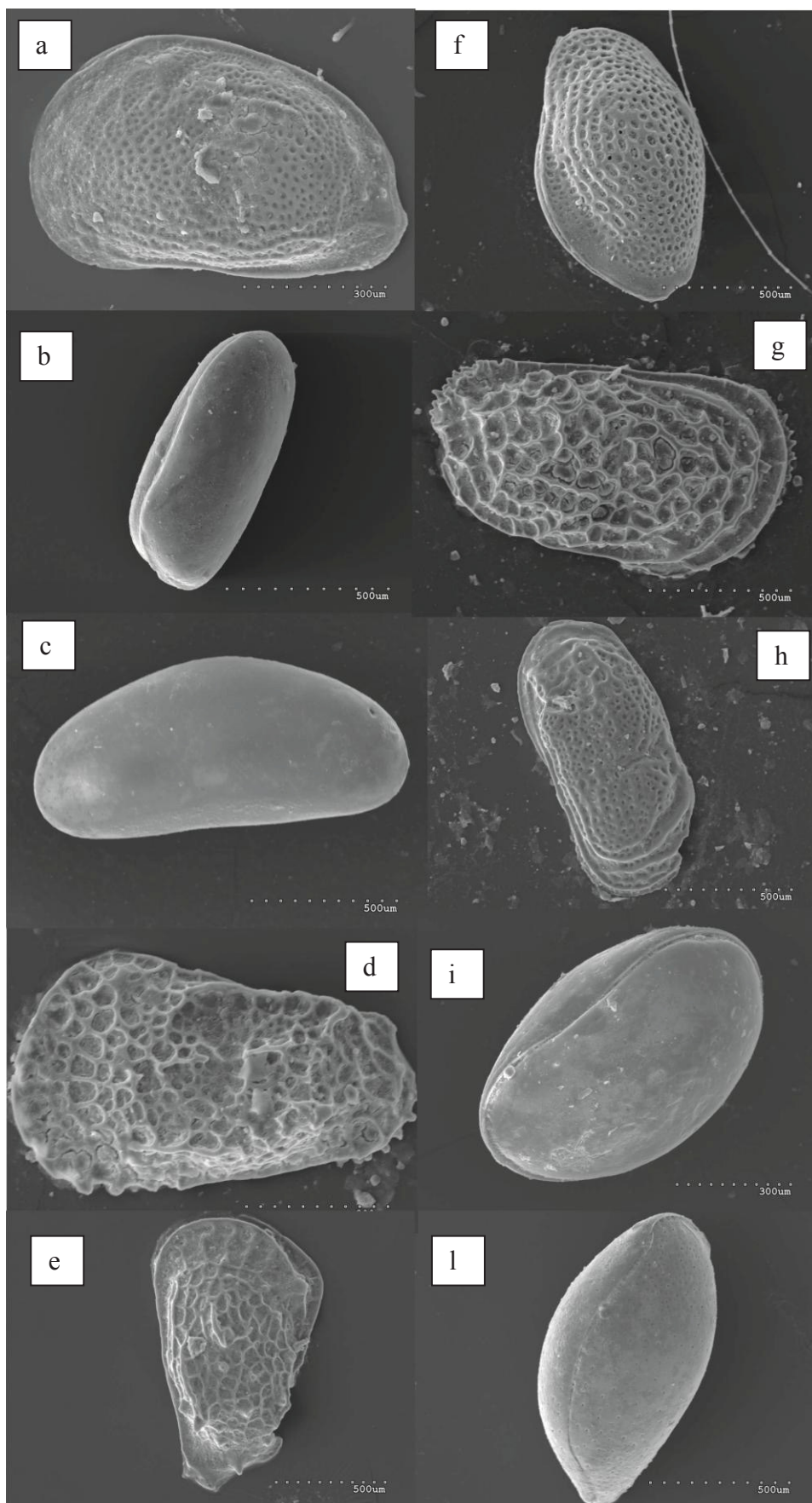


Figura 3.103 - Alcune specie di Ostracodi rinvenute nei sedimenti delle verticali V2a e V2c; a: *Aurilia convexa*, b: *Basslerites berchoni*, c: *Pontocythere elongata*, d: *Costa edwardsii*, e: *Paracytheridea depressa*; f: *Loxoconcha romboidea*; g: *Urocythereis oblonga*; h: *Leptocythere rara*; i: *Xestoleberis* sp; l: *Bardia* sp.

Calcolo della velocità di sedimentazione calcolata per le verticali V2a e V2c

Il calcolo delle velocità di sedimentazione è stato eseguito in quanto giustificato dalle seguenti considerazioni:

- 1) entrambe le verticali mostrano un framework cronologico solido e continuo e comparabile tra loro.
- 2) Nella sequenza descritta (cfr 3.3.2.1) sono stati rinvenuti sedimenti a granulometria diversa sia associati a processi trattivi sia, anche se in modo subordinato, a decantazione. I primi per definizione non necessariamente registrano tutti gli eventi deposizionali essendo caratterizzati a al loro interno da superfici di discontinuità di ordine minore. I secondi hanno un maggior potenziale di registrazione sedimentaria. Tuttavia durante le indagini di campo, non sono state rinvenute evidenze riconducibili a significativi e prolungati momenti di erosione/discontinuità nei processi di sedimentazione se non nell'intervallo temporale interessato dai dragaggi (1st secolo AD). In aggiunta anche la cronologia dei sedimenti datata grazie all'analisi del contenuto ceramico sembra mostrare una certa continuità nei processi di sedimentazione e frequentazione antropica del Bacino Portuale durante tutto il suo periodo di funzionalità. Pertanto la serie di eventi osservabile nei due log potrebbe rimarcare abbastanza fedelmente i reali eventi deposizionali avvenuti ed essere condizionata in maniera trascurabile dai processi di erosione

Le verticali V2a e V2c mostrano un medesimo comportamento in termini di velocità di sedimentazione (Figg. 3.104 e 3.105). Lo scenario che si presenta in entrambe è dato da un andamento ritmico della velocità di sedimentazione che a partire da mediamente 1,25 cm/a durante tutto il 1st secolo AD decresce per tutto il 2nd e il 3rd- 4th secolo AD fino a mediamente circa 0,20 cm/a per poi tornare progressivamente a salire durante le fasi di chiusura del Bacino agli inizi del 5th secolo AD presentando tassi di 1-1,30 cm/a. L'aumento più vistoso nel ritmo di sedimentazione a circa 3,5 cm/a è mostrato nella verticale V2a; esso si registra in risposta alle fasi finali di riempimento e abbandono del Bacino Portuale per fenomeni di input alluvionale durante la seconda metà del 5th secolo AD. Tenzionalmente la verticale V2c presenta dei valori leggermente più alti di velocità di sedimentazione per ciascuna delle unità stratigrafiche prese in considerazione rispetto all'altra verticale. Questo è probabilmente relazionabile all'ubicazione delle due verticali rispetto la Banchina: la maggior distanza della V2c ed

una maggiore profondità dei fondali consente una dinamica di sedimentazione più tranquilla e meno soggetta a continui fenomeni di rimescolamento ed erosione da parte del moto ondoso più insistenti sotto la Banchina. Procedendo dal basso verso l'alto delle verticali in questione si nota nel dettaglio un elevato valore di sedimentazione che raggiunge 1,9 cm/a registrato durante la prima metà del 1st secolo AD nella verticale V2c. In questo intervallo temporale la sequenza stratigrafica lungo la verticale V2c registra la deposizione di 93 cm di sedimento in mezzo secolo. Per lo stesso intervallo cronologico la verticale V2a mostra un velocità di sedimentazione leggermente più bassa che si aggira intorno ad 1,5 cm/a. A causa delle elevate velocità di sedimentazione dell'Età Augustea potrebbero trovare una spiegazione i fenomeni di dragaggio che hanno interessato questi sedimenti e che si sono concentrati in particolar modo sotto la Banchina. La differenza di velocità di sedimentazione si riduce leggermente in corrispondenza dei livelli connessi ai prodotti di rimaneggiamento dei depositi dell'eruzione del 79 AD per i quali la verticale V2a mostra tassi di circa 1 cm/a e quella V2c di circa 0,4 cm/a. Malgrado le differenze tra le due verticali registrate durante il 1st secolo AD, lo scarto mediato su tutto il secolo tra le due verticali appare di circa 0,2 cm/a. In entrambe le verticali il passaggio tra il 1st e il 2nd secolo AD è segnato da un decremento della velocità di sedimentazione di circa 1 cm/a. Durante il 2nd secolo AD si registra una velocità di sedimentazione di 0,5 e 0,6 cm/a rispettivamente per la verticale V2a e per la V2c. Questi valori decrescono anche se di poco durante il 3rd-4th secolo AD raggiungendo rispettivamente nella V2a e V2c quelli medi di 0,15 e 0,25 cm/a. La riduzione della velocità di sedimentazione al passaggio tra il 2nd e il 3rd-4th secolo AD non supera 0,4 cm/a in entrambe le verticali. La velocità di sedimentazione ritorna a salire, come su detto durante le fasi di chiusura del Bacino in un contesto lagunare agli inizi del 5th secolo AD presentando tassi di circa 1,4 cm/a per la verticale V2c e di 0,8 cm/a per la V2a. L'aumento della velocità di sedimentazione è in stretta correlazione con il cambiamento paleoambientale del Bacino che passa da un ambiente Portuale più aperto ad uno lagunare meno energetico e più favorevole ad una sedimentazione tranquilla. Dalla seconda metà del 5th secolo AD gli input sedimentari da monte subiranno un'accelerazione che porterà alla definitiva chiusura del Bacino depositando in circa 20 30 anni 65 cm di sedimento.

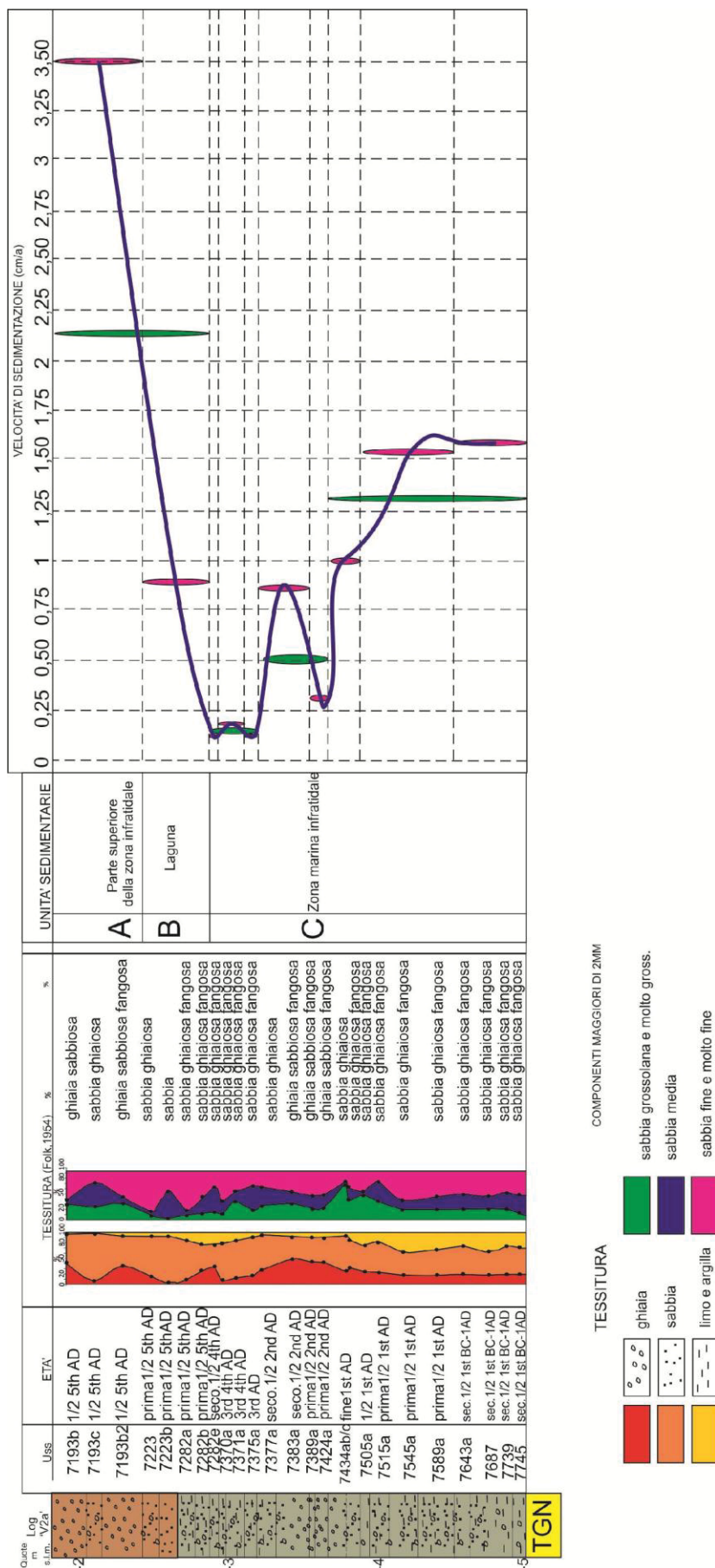


Figura 3.104 - Velocità di sedimentazione calcolata per la verticale V2a.

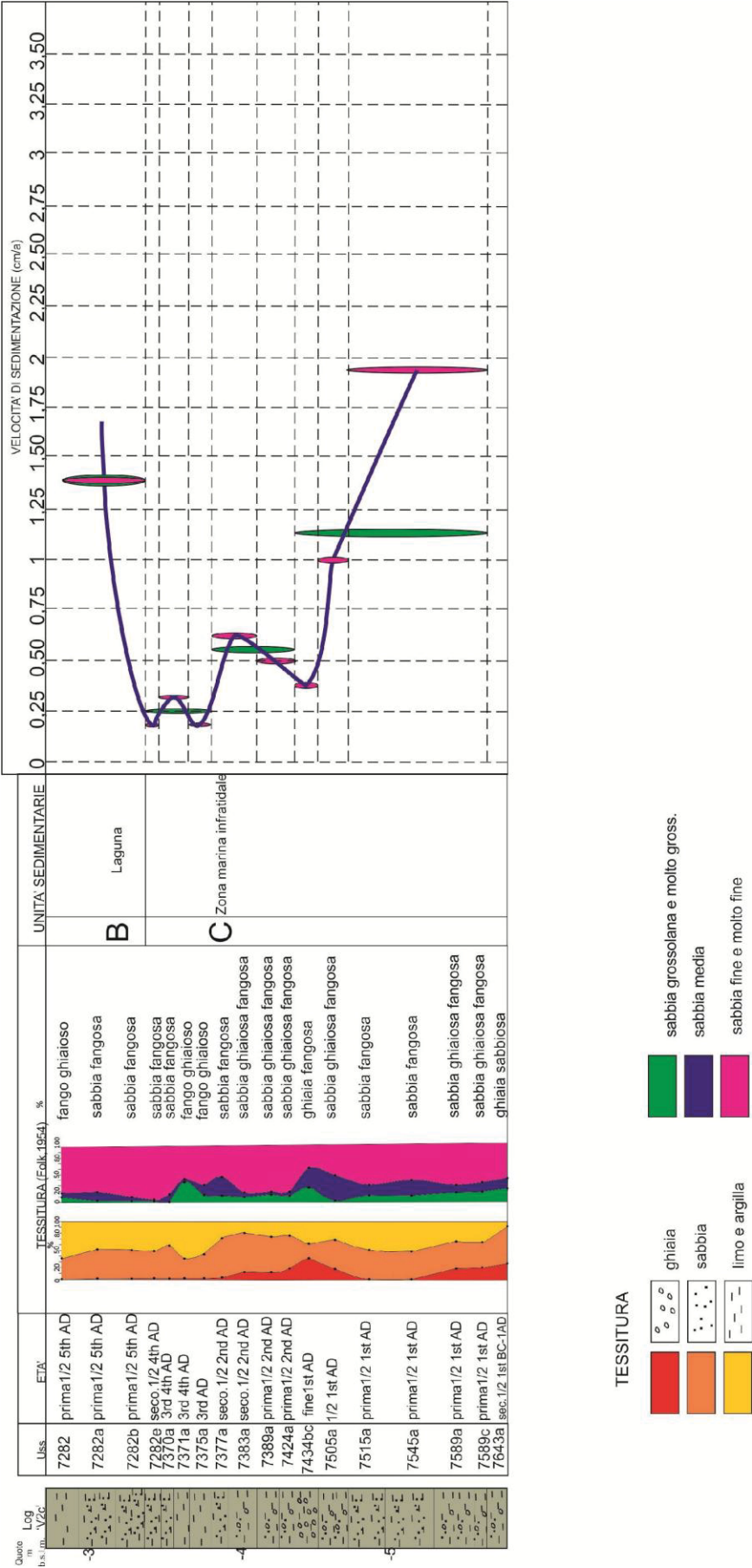


Figura 3.105 - Velocità di sedimentazione calcolata per la verticale V2c.

3.3.2.3. *Trattamento statistico delle variabili granulometriche e biostratigrafiche*

Sono di seguito presentati i risultati e le interpretazioni del trattamento statistico delle variabili tessiturali e paleontologiche sui campioni verticali di campionamento nel pds Linea 6 del cantiere Municipio. Per l'ubicazione delle verticali si veda la Fig. 3.70. Come scritto in precedenza (cfr. 1.3.5) le tecniche di analisi statistica univariata sulle variabili tessiturali hanno consentito di avere informazioni più puntuali circa le variazioni spazio temporali delle dinamiche, delle capacità di trasporto e di selezione dei sedimenti. Le analisi statistiche di tipo multivariato sulle variabili paleontologiche (macrofauna) hanno contribuito a validare e ad implementare le interpretazioni paleo ambientali emerse dalla sola lettura della distribuzione delle abbondanze percentuali dei taxa (cfr 3.3.2.2.). Per le caratteristiche e le modalità di ciascuna analisi si faccia riferimento al cap. 1.3.

Analisi statistica uni variata

Linea 6: Complesso Termale

Descrizione dei risultati**verticali V1T V2T V3T**

I livelli **7710, 7714, 7712** sono costituiti mediamente da sabbie medie, fini e molto fini rispettivamente. In particolari i livelli **7714, 7712** presentano una spiccata asimmetria verso le classi più grossolane a differenza del **7688** costituito principalmente da ghiaia. Il coefficiente di curtosi e la cernita rilevano una media omogeneità tessutturale per i livelli **7714, 7712, 7688**. Per la verticale V2T tendenzialmente la media della distribuzione di ciascun campione si assesta intorno alle classi della sabbia media e grossolana. Tutti i campioni sono caratterizzati da eterometria così come testimoniato dai valori di curtosi e dalla cernita. Le classi meno rappresentate sono quelle della sabbia molto grossolana, e del limo-argilla. Generalmente le curve di frequenza mostrano una coda verso le classi fini. Gli unici due campioni che si presentano meno grossolani sono il **7657** e **7682** rispettivamente con percentuali di sabbia fine rispettivamente circa del 35% e 40%. La verticale V3T mostra un simile comportamento rispetto alla V2T in termini tessiturali. Generalmente il 50% dei sedimenti dei campioni della V3T ha granulometria superiore alla classe grossolana: la maggioranza dei campioni si presenta asimmetrico verso le classi fini. Il grado di selezione rappresentato dalla cernita e dalla curtosi è piuttosto basso in tutti i campioni (Figg. 3.106, 3.107, 3.108 e 3.109).

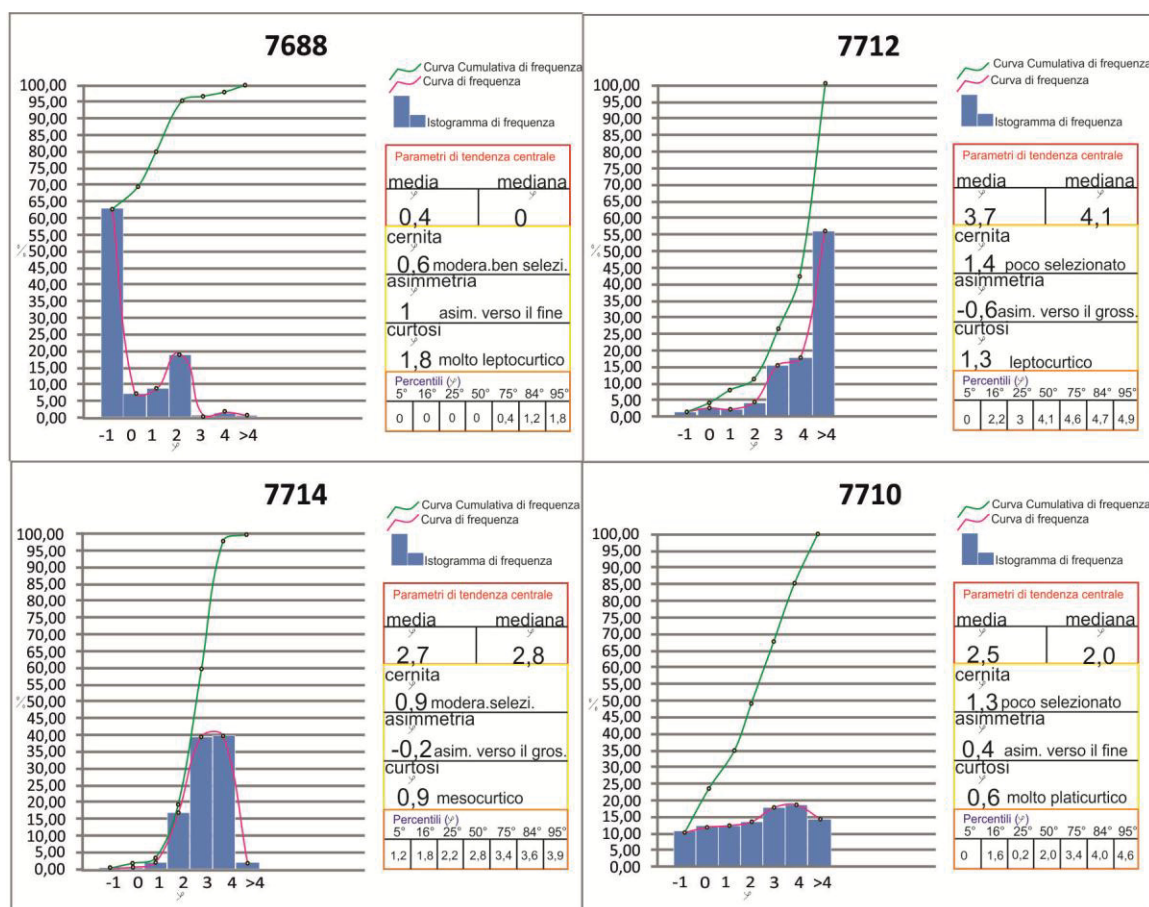


Figura 3.106 - Parametri statistici, istogrammi e curve di frequenza, e curve cumulative di frequenza per i campioni della verticale V1T.

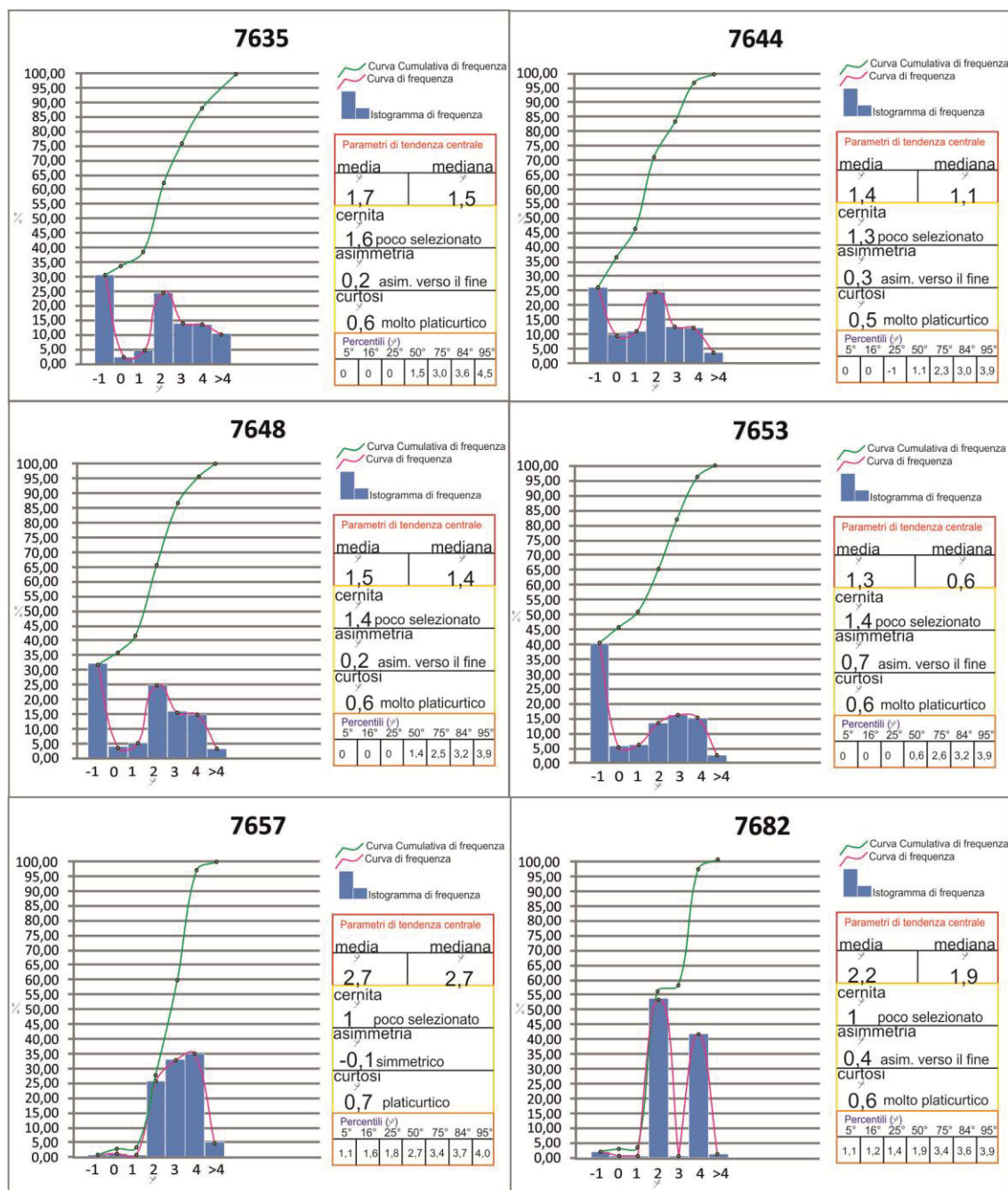


Figura 3.107 - Parametri statistici, istogrammi e curve di frequenza, e curve cumulative di frequenza per i campioni delle verticali V2T.

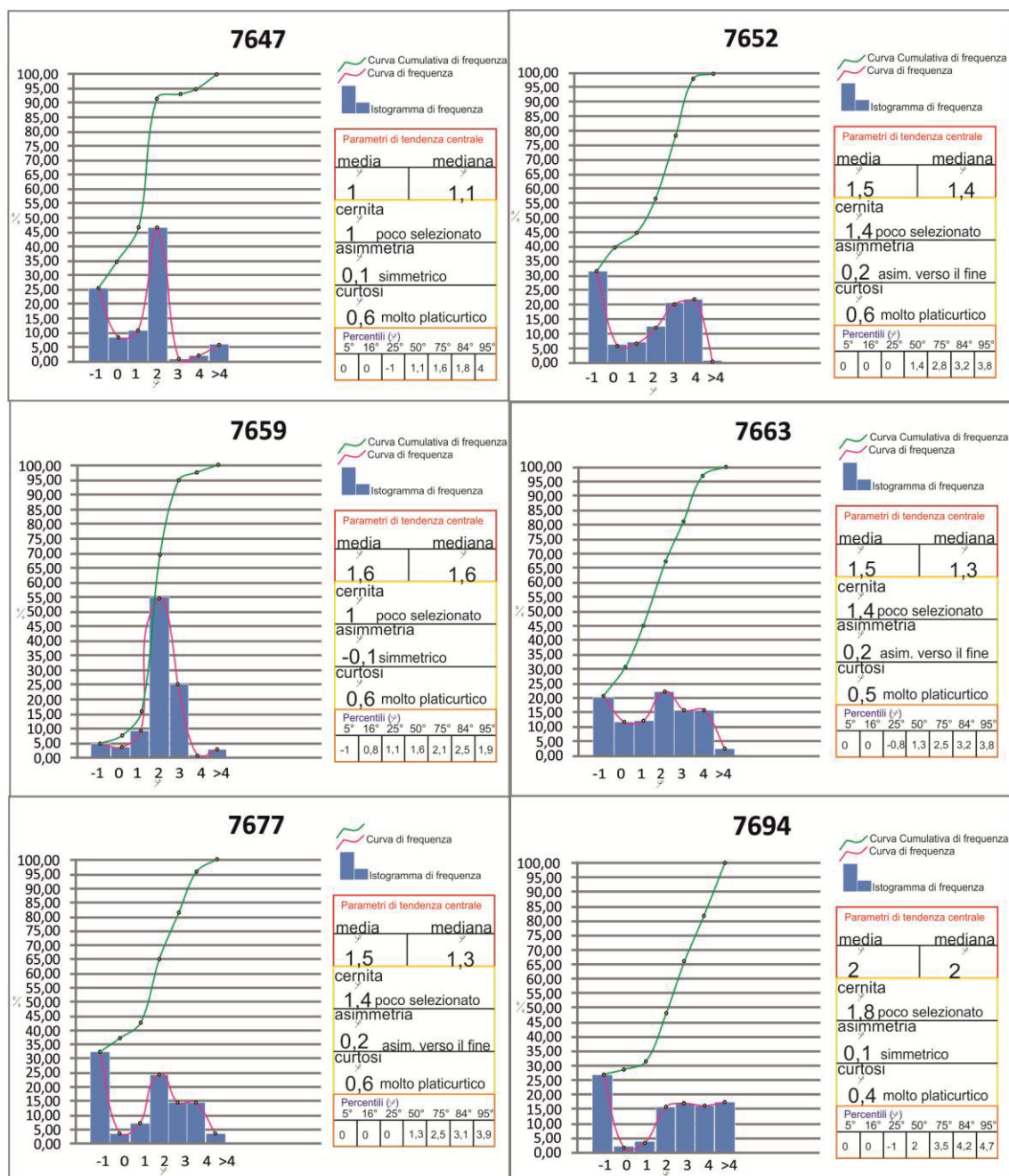
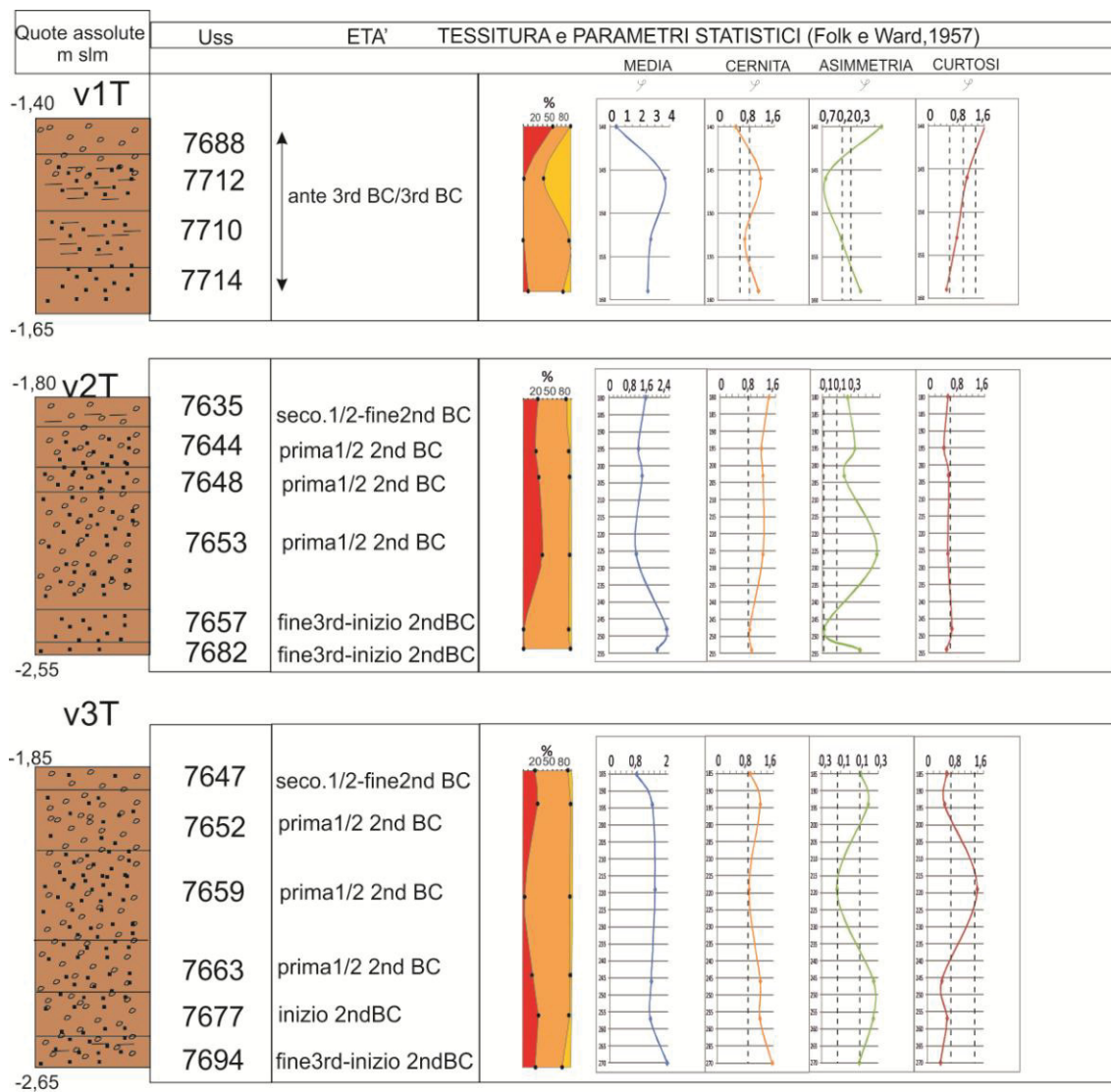


Figura 3.108 - Parametri statistici, istogrammi e curve di frequenza, e curve cumulative di frequenza per i campioni delle verticali V3T.



TESSITURA

		ghiaia
		sabbia
		limo e argilla

PARAMETRI STATISTICI (FOLK E WARD, 1957)

CERNITA		ASIMMETRIA		CURTOSI	
molto ben selezionato	< 0,35	asimmetrico verso le classi fini	0,1 - 1,0	molto platocurtico	< 0,67
ben selezionato	0,35 - 0,50	simmetrico	-0,1 - 0,1	platocurtico	0,67 - 0,90
moderatamente ben selezionato	0,50 - 0,70	asimmetrico verso le classi grossolane	-1 - -0,1	mesocurtico	0,90 - 1,11
poco selezionato	0,70 - 1,00			leptocurtico	1,11 - 1,50
molto poco selezionato	1,00 - 2,00			molto leptocurtico	1,50 - 3,00
estremamente poco selezionato	2,00 - 4,00			estremamente leptocurtico	> 3,00
	> 4,00				

Figura 3.109 - Parametri statistici delle verticali V1T,V2T,V3T.

Interpretazioni dei risultati

In generale i parametri statistici calcolati per le verticali in zona “Complesso Termale” consentono di ipotizzare alcune caratteristiche dell’ambiente deposizionale ivi presente nell’intervallo di tempo ante 3rd secolo BC-2nd secolo BC. Per la successione ante 3rd-3rd secolo BC (V1T) si assiste ad un passaggio tra livelli relativamente più fini (Uss 7712, 7710 e 7714) e quello più grossolano (Us 7688). Quest’ultimo dato le caratteristiche tessiturali (ciottoli arrotondati e a luoghi appiattiti) e l’assenza di organismi marini potrebbe relazionarsi ad un ambiente emerso. In particolare l’ambiente emerso prossimo alla riva ove si sono depositi i livelli (Uss da 7682 a 7653 e da 7694 a 7652 cfr 3.3.2.2) compresi tra la fine del 3rd secolo BC e la prima metà del 2nd secolo BC poteva essere caratterizzato da un’energia dell’agente di messa in posto medio alta: l’eterometria (basso grado di certita e bassi valori di curtosi), la poligeneticità e la generale granulometria di medio elevate dimensioni dei clasti del sedimento (media e mediana relative a sabbie medie e grossolane) potrebbero relazionarsi agli apporti torrentizi in massa dei versanti retrostanti i cui solchi di erosione sono stati rinvenuti, come descritto, durante le fasi di scavo (cfr 3.3.2.1). A luoghi anche l’azione dell’uomo in probabili zone di discarica (Us 7694) e il verificarsi di mareggiate (come indicato da resti spiaggiati di Posidonia) potrebbero contribuire a determinare si fatte caratteristiche nei parametri statistici. L’evoluzione ad un ambiente di passaggio tra medio e supratidale (Uss 7647, 7648, 7644, 7635) con caratteristiche tessiturali non molto differenti potrebbe trovare risposta ancora una volta nell’azione energetica di possibili mareggiate.

Linea 6: Bacino Portuale di *Neapolis*

Descrizione dei risultati

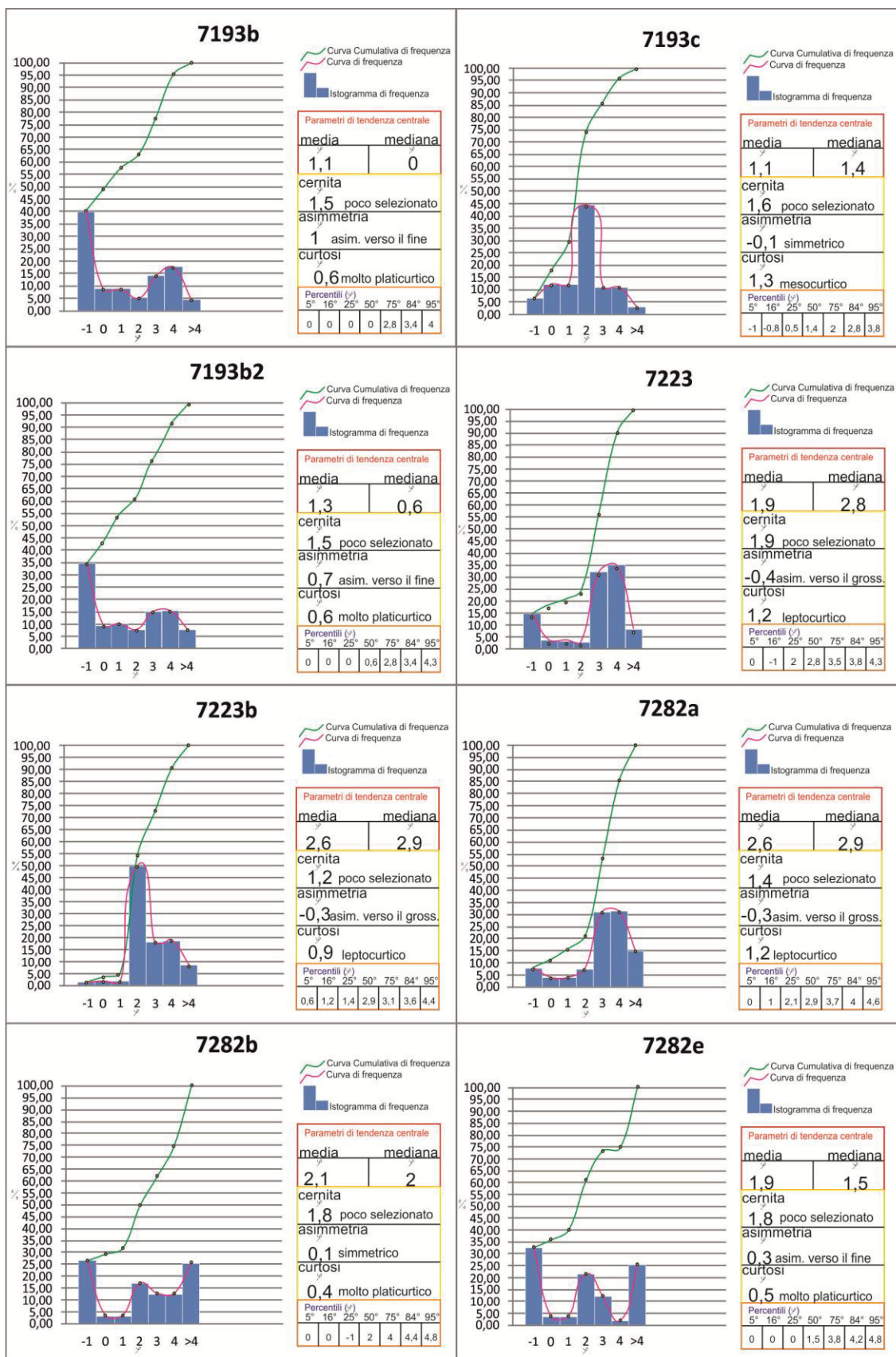
verticale V2a

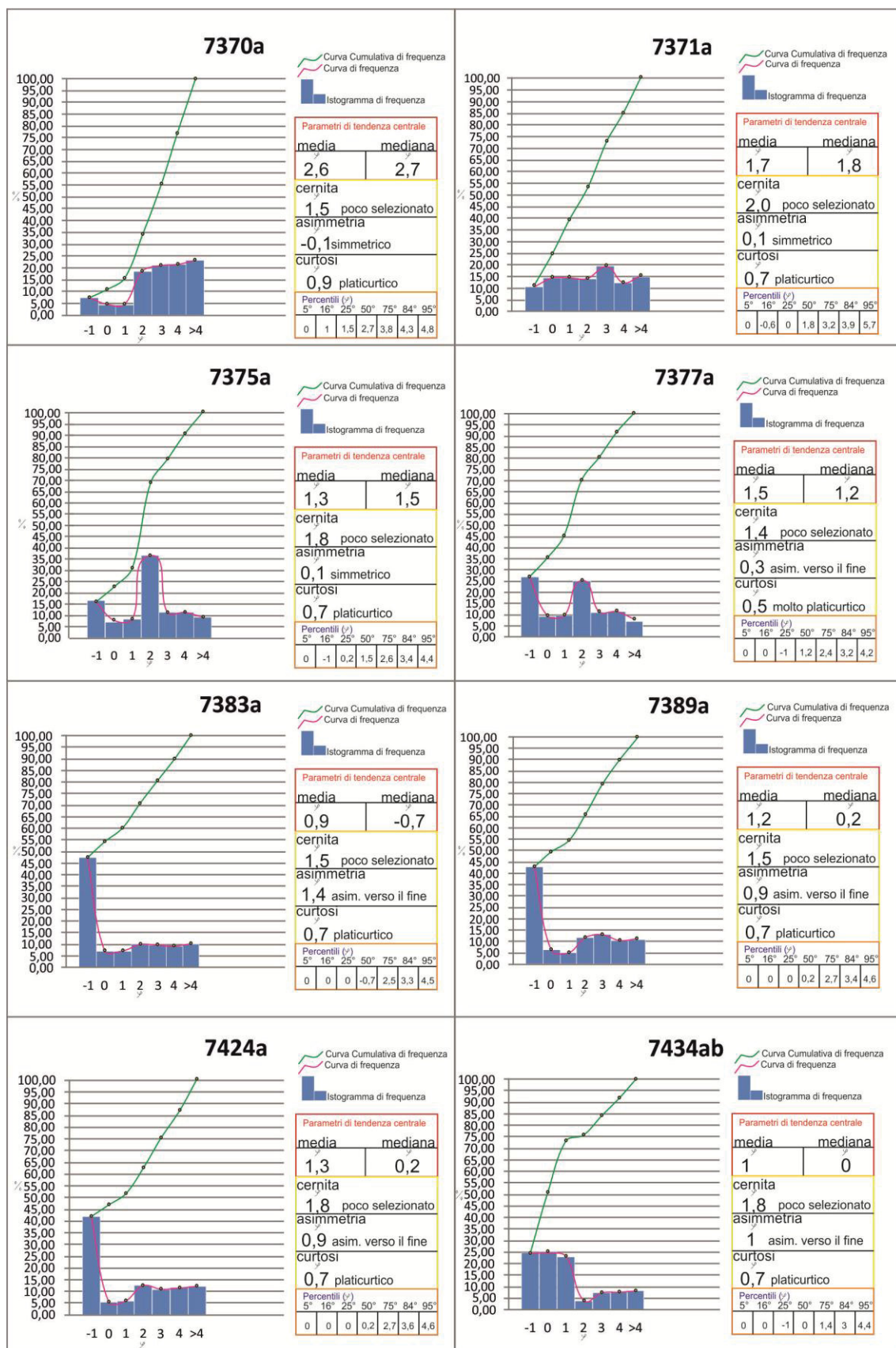
I livelli basali **7745** e **7739** della successione si presentano eterometrici, caratterizzati da un basso grado di selezione e di curtosi. Risultano avere un valore simmetrico del coefficiente di simmetria in asse con la classe della sabbia media. Procedendo verso l’alto della verticale si nota che i campioni **7687**, **7643a**, **7589a** e **7545a** sono caratterizzati da una distribuzione di frequenza asimmetrica, per tanto i parametri di tendenza centrale non coincidono tra loro. In particolare mediamente i campioni sono costituiti dalla classe della sabbia media mostrando rispettivamente i valori di media pari a 2,2 ϕ 2,3 ϕ 2,1 ϕ e 2,2 ϕ . Con valori di cernita intorno al 2 ϕ i campioni risultano

avere un basso grado di selezione. A parte il campione 7643a che mostra una distribuzione simmetrica nella curva di frequenza, i livelli 7589a e 7545a presentano una coda verso le classi grossolane. Tutti e tre i campioni hanno un andamento molto platicurtico avendo un valore di curtosi pari a $0,5\phi$. Nell'ambito delle sabbie, le classi più rappresentative risultano essere quelle della sabbia molto grossolana e grossolana. I percentili letti sulla curva cumulativa di frequenza evidenziano per tutti e tre i campioni che il 50 % del sedimento ha granulometria superiore alla sabbia media; per i campioni 7545a e 7643a solo il 16% del sedimento ha granulometria superiore rispettivamente alla sabbia grossolana e alla sabbia molto grossolana mentre il 75% maggiore del limo e argilla. Risalendo la verticale i livelli **7515a** e **7505a** hanno un eccesso rispetto alla moda verso le classi più fini con valori di asimmetria rispettivamente pari a $0,5\phi$. Così come i livelli sottostanti presentano una curva di frequenza molto platicurtica e uno scarso grado di selezione. La classe delle sabbie più rappresentative del campione della 7515 a è quella delle sabbie media a differenza del campione 7505 a che in questa classe ha meno del 5% del sedimento totale. I campioni mediamente sono ascrivibili alla categoria della sabbia media. In entrambi i campioni solo il 16% del sedimento ha granulometria superiore alla sabbia grossolana e il 25% superiore alla sabbia molto grossolana. La metà del sedimento di entrambi i campioni ha granulometria superiore allo $1,2\phi$ cioè alla sabbia media. I campioni **7434c** e **7434ab** sono mediamente ascrivibili rispettivamente alla classe della sabbia grossolana e media. Sono scarsamente classate con valori di cernita quasi intorno al 2ϕ . La ghiaia e la sabbia grossolana risultano essere le frazioni più abbondanti con una percentuale del sedimento totale di ciascuna delle due di circa 25%. Presentano entrambi delle code verso le classi più fini mostrando pertanto un andamento della distribuzione di frequenza asimmetrico. Mostrano un valore di curtosi pari a $0,7\phi$ che caratterizza questi campioni come platicurtici. Il 50 % del sedimento del campione 7434c ha granulometria superiore a 0ϕ e l'84% superiore a circa 4ϕ ovvero al limite superiore della classe della sabbia molto fine. Risalendo la verticale i livelli **7424a** **7389a** **7383a** così come quelli sottostanti si presentano come scarsamente selezionati con valori di cernita rispettivamente pari a 1,8 e $1,5\phi$. La classe granulometrica più abbondante è quella della ghiaia per il campione 7383 a pari a 47% del sedimento totale. Per i campioni 7389 a e 7424 a la sabbia totale supera di poco la ghiaia con valori della prima intorno al 42% rispetto al 46% della seconda. I campioni 7424 a e 7389a hanno il 50% del sedimento superiore alla sabbia fine mentre il campione 7383a ha una mediana del valore di $-0,7$. Il 75% del sedimento

dei campioni ha granulometria maggiore della sabbia molto fine. Procedendo verso l'alto i campioni **7377 a**, **7375 a**, **7371 a**, sono mediamente ascrivibili alla classe della sabbia grossolana e media presentando rispettivamente di media pari a $1,5\phi$, $1,3\phi$, $1,4\phi$. La curva di distribuzione di frequenza presenta un andamento simmetrico (**7375 a**, **7371 a**) o leggermente asimmetrico verso il fine (**7377 a**) con valori di asimmetria pari a $0,1$ per i campioni **7375 a**, **7371 a**, e $0,3$ per il **7377a**. I livelli sono caratterizzati da uno scarso grado di selezione che è per tutti è tre molto prossimo a 2ϕ . La classe della sabbie più rappresentativa è relativa alla sabbia media. Il 50% del sedimento in ogni campione supera circa $1,5\phi$ e quindi il limite inferiore dell'intervallo della sabbie medie. Per i campioni **7377 a**, **7375 a** il 75% del sedimento supera i $2,4$ e i $2,6\phi$ mentre il 75% del sedimento del campione **7371** è maggiore dei $3,2 \phi$. Il campione **7370a** si presenta mediamente più fine di quelli immediatamente sottostanti presentando un valore di media pari a $2,6\phi$. Analogamente a quelli sottostanti la curva di distribuzione di frequenza presenta un andamento simmetrico con valori di asimmetria pari a $-0,1$. Come quelli finora descritti risulta poco selezionato. Solo il 5% del campione supera i 5ϕ , mentre l'75% è maggiore dei 4ϕ . La curva cumulativa di frequenza è tagliata al 50° percentile al $2,7\phi$ ovvero nella classe delle sabbie fini. Risalendo verso l'alto della verticale le unità **7282e** e **7282b** mostrano valori della ghiaia di poco superiori al 25%; la classe più rappresentativa delle sabbie è quella della sabbia media con valori di circa il 20% del sedimento totale. All'interno di questa classe ricade anche il valore della mediana paria a $1,5\phi$ per il campione **7282e** e a 2ϕ per il **7282b**. Anche la classe del limo e dell'argilla è molto abbondante con una frequenza pari 25%. Con circa un valore di $0,5\phi$ la distribuzione di frequenza è molto schiacciata sull'asse orizzontale. Il grado di selezione di queste unità si mantiene sempre piuttosto basso. Più del 25% del sedimento risulta maggiore della ghiaia e della sabbia molto grossolana. Per il campione **7282b** più del 75% del sedimento ha dimensioni maggiori del limite superiore della sabbia molto fine. I campioni **7282a** e **7223** sono quelli che si distribuiscono più di tutti nelle classi di frequenza della sabbia fine e molto fine in cui si rinvencono rispettivamente circa il 30% e il 35% del sedimento. Pertanto la curva di frequenza e il relativo istogramma mostrano un'asimmetria spiccatamente verso le classi più grossolane. Dato l'elevato valore % delle due classi modali suddette il valore di curtosi risulta più elevato pari a $1,2\phi$ rendendo la distribuzione di frequenza leptocurtica. Per la stessa ragione anche il livello che separa questi due campioni, **Us 7223b** si presenta leptocurtico con tuttavia una classe modale spostata nel campo della sabbia media. Il

grado di classazione di tutti e tre i campioni si mantiene basso e pari, a partire dal livello più basale dei tre, rispettivamente a $1,4\phi$, $1,2\phi$ e $1,9\phi$. La curva cumulativa di frequenza è tagliata al 50° percentile intorno a $2,8\phi$ ovvero nella classe delle sabbie fini. I campioni che chiudono verso l'alto la verticale, Uss **7193b2**, **7193b**, **7193c** sono poco selezionati con indice di cernita pari rispettivamente a $1,5\phi$, $1,5\phi$ e $1,6\phi$ molto più grossolani di quelli immediatamente sottostanti: la classe più rappresentativa del campione è la sabbia rispettivamente con percentuali pari a 57, 90 e 50 %; segue la ghiaia con valori molto significativi pari al 40% e 35% per i campioni 7193b e 7193b2. In particolare la classe modale nell'ambito delle sole sabbie per il campione 7193c è sabbia media con un valore pari al 45 % mentre per i livelli 7193b2 e 7193b risulta essere la sabbia molto fine. Per tali ragioni con valori di indice di asimmetria di circa 1ϕ i campioni 7193b2, 7193b, presentano una coda delle distribuzione di frequenza spostata verso le classi più fini e un andamento nella curva cumulata molto platycurtico ($\text{curtosi}=0,6\phi$) a differenza del livello 7193c che oltre ad essere simmetrico è anche leptocurtico. Il 50% del sedimento dei campioni 7193b2, 7193b, ha granulometria inferiore alla sabbia grossolana. Per il campione 7193c solo il 5% risulta essere ghiaioso mentre il 75% del suo sedimento ha dimensioni superiori a 2ϕ ovvero al limite inferiore della sabbia fine (Fig. 3.110).





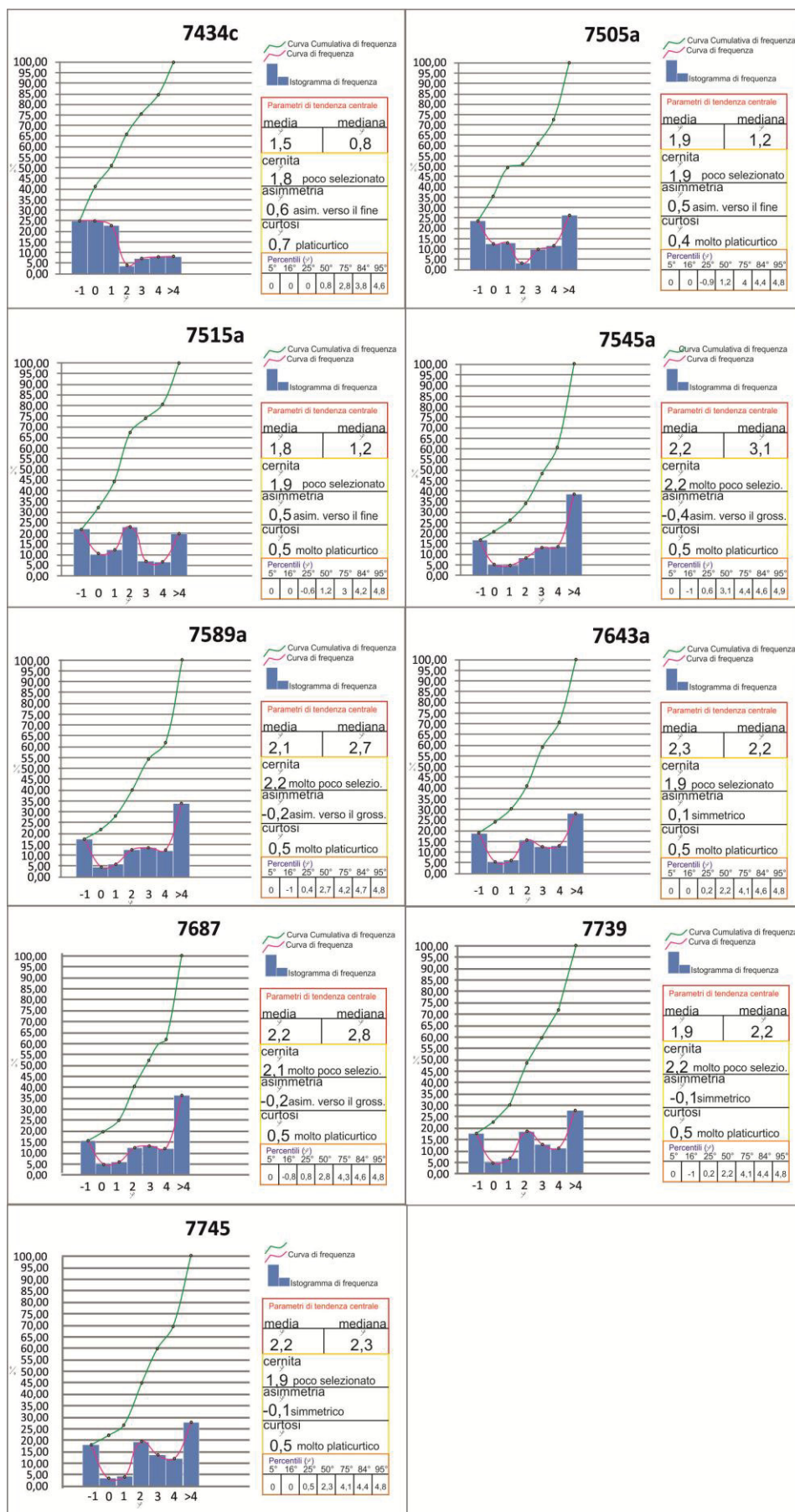
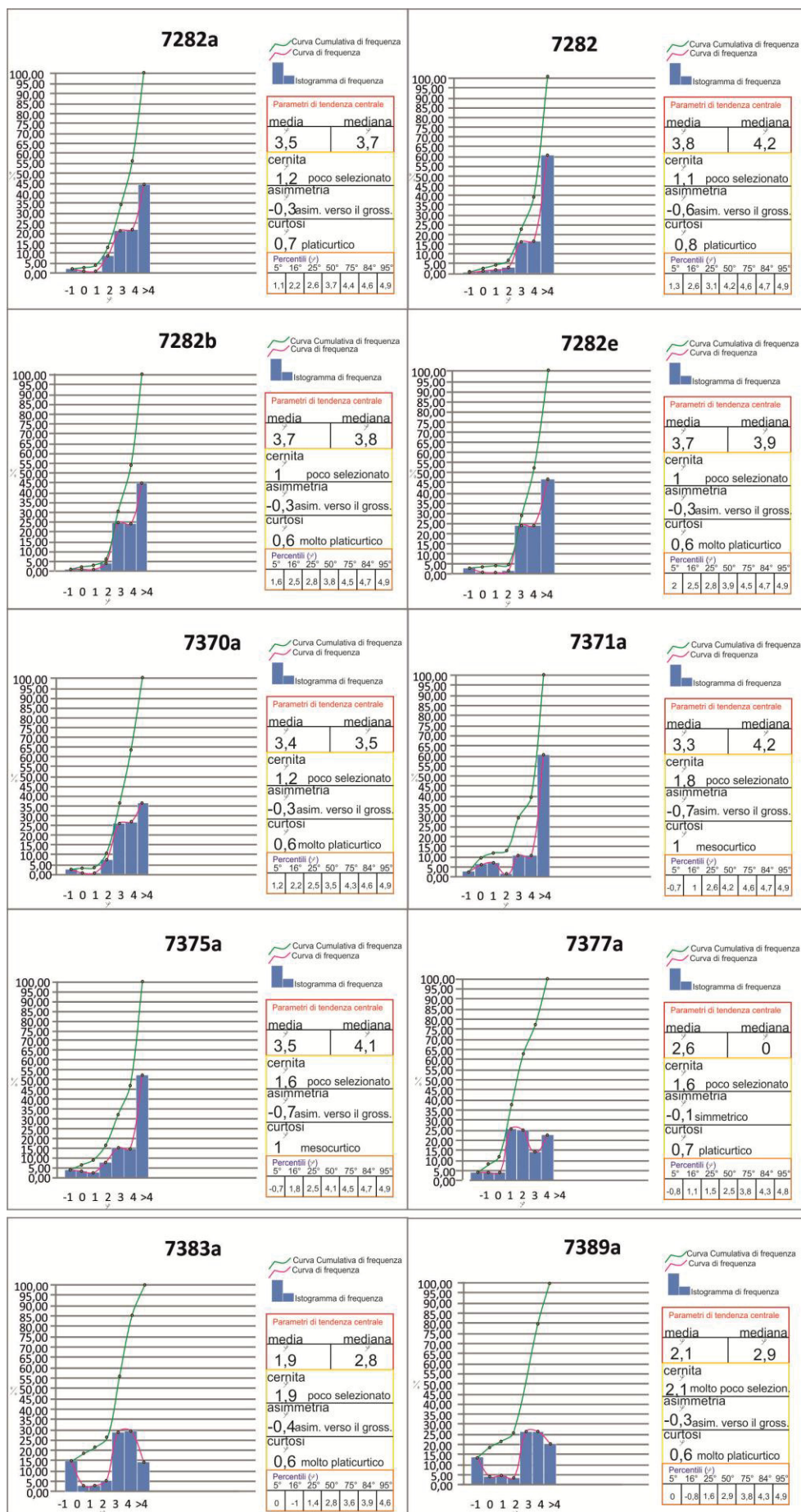


Figura 3.110 - Parametri statistici, istogrammi e curve di frequenza, e curve cumulative di frequenza per i campioni delle verticali V2a.

verticale V2c

A partire dalla base della verticale il campione **7643a** è mediamente ascrivibile alle classi della sabbia media con un valore della media pari a 1,5 ϕ . Nell'ambito delle sabbie la classe più rappresentativa è la sabbia fine e molto fine. In generale il campione si presenta piuttosto grossolano in quanto la ghiaia raggiunge una percentuale pari a circa il 30% mentre meno del 5% del campione ricade nella classe del limo e delle argilla. Pertanto il campione si presenta asimmetrico verso le classi più fini mostrando un indice di asimmetria pari a 0,3 ϕ . È poco selezionato e molto platicurtico con valori per i rispettivi indici pari a 1,4 ϕ e 0,4 ϕ . Il 25% del sedimento supera le dimensioni della sabbia grossolana mentre circa il 75% supera le dimensioni di 2,8 ϕ ovvero della sabbia molto fine. I campioni **7589c** e **7589a** si presentano asimmetrici verso le classi più grossolane mostrando un valore della classe limo-argilla pari a circa il 30% e un indice di asimmetria pari a -0,2 ϕ . Nell'ambito della sabbie le classi più rappresentative risultano essere la sabbia molto fine e fine. Così come il campione sottostante il grado di selezione risulta piuttosto basso. Mediamente i campioni sono ascrivibili alla classe delle sabbie medie mostrando un valore di mediana pari a 2,6 ϕ e 2,9 ϕ . La curva di distribuzione di frequenza è molto schiacciata verso l'asse orizzontale tanto che l'indice di curtosi risulta piuttosto basso all'incirca pari a 0,4 ϕ . Il 25% del sedimento ha dimensioni maggiori alla sabbia grossolana (Us 7589a) e alla sabbia molto grossolana (Us 7589c) e il 50% supera quelle della sabbia molto fine (Us 7589a) e della sabbia fine (Us 7589c). I campioni **7545a** e **7515a** sono costituiti da un sedimento molto fine: la classe limo-argilla raggiunge il 41% del sedimento totale e nell'ambito della sabbia le classi più rappresentative sono quelle della sabbia fine e molto fine. Il livello 7545a è mediamente ascrivibile alla classe della sabbia fine mentre il 7515a a quello della sabbia molto fine. Meno del 5% del sedimento è distribuito nelle classi ghiaia, sabbia molto grossolana e sabbia grossolana. Più del 50% del sedimento del campione 7545a supera la sabbia molto fine mentre il livello 7515a presenta una curva cumulativa di frequenza tagliata da una mediana pari a 3,8 ϕ . Risalendo verso l'alto della verticale il livello **7505a** mostra un buon grado di simmetria con un indice pari a 0,1 ϕ . Il 26% del sedimento totale è costituito da argilla e il 20% da ghiaia. Circa l'1% del sedimento si distribuisce tra le classi di sabbia grossolana e molto grossolana. Così come i precedenti è poco selezionato e molto platicurtico mostrando i corrispettivi indici pari a 1,8 ϕ e 0,1 ϕ . Il campione **7434bc** si presenta molto grossolano, pertanto asimmetrico verso le classi fini (asimmetria=0,4) ed ascrivibile mediamente alla classe della sabbia media

con un valore della media pari a 2ϕ . Il 40% del campione è costituito da ghiaia e il 33% da limo e argilla. Il 50% del campione supera la classe $1,4\phi$ ovvero è maggiore delle sabbia media. Il 75% è maggiore invece della classe del limo e argilla mostrando il 75° pari a $4,3\phi$. Procedendo verso l'alto della verticale i campioni **7424a, 7389a e 7383a** si presentano ascrivibili mediamente alle classi granulometrica della sabbia media con un valore della media intorno a $1,9\phi$ anche se nell'ambito della sabbia le classi dominanti sono la sabbia fine e molto fine. Sono asimmetrici verso le classi più grossolane; in tutti e tre i campioni la ghiaia è circa il 15%. I livelli hanno un basso grado di selezione e un valore di curtosi non superiore a $0,6\phi$ che li rende molto platicurtici. Il 16% del sedimento di ciascun campione ha granulometria superiore alla sabbia molto grossolana e l'84% maggiore della sabbia molto fine (Uss 7383 a e 7424 a) e del classe limo-argilla 7389 a. I campioni che chiudono la verticale verso l'alto (**Uss 7377a, 7375 a, 7371 a, 7370 a, 7282e, 7282b, 7282 a, 7282**) si presentano molto fini. La classe limo-argilla per questi campioni raggiunge mediamente il 50% toccando soglie del 60% per il campione 7282 e scendendo intorno al 25% per il livello 7377a. Nell'ambito della sabbia, le classi più rappresentative risultano essere quelle relative alla sabbia fine e molto fine. Meno del 5% del sedimento si distribuisce tra le classi relative alla ghiaia, sabbia molto grossolana e sabbia grossolana. Pertanto tutti i campioni sono asimmetrici verso il grossolano con dei valori compresi tra $-0,2$ e $-0,7\phi$. Il grado di selezione è tuttavia basso oscillando in un intervallo che va da 1 a $1,9\phi$ così come l'indice di curtosi che raggiunge circa 1ϕ solo per i campioni 7375a e 7371a (Fig. 3.111).



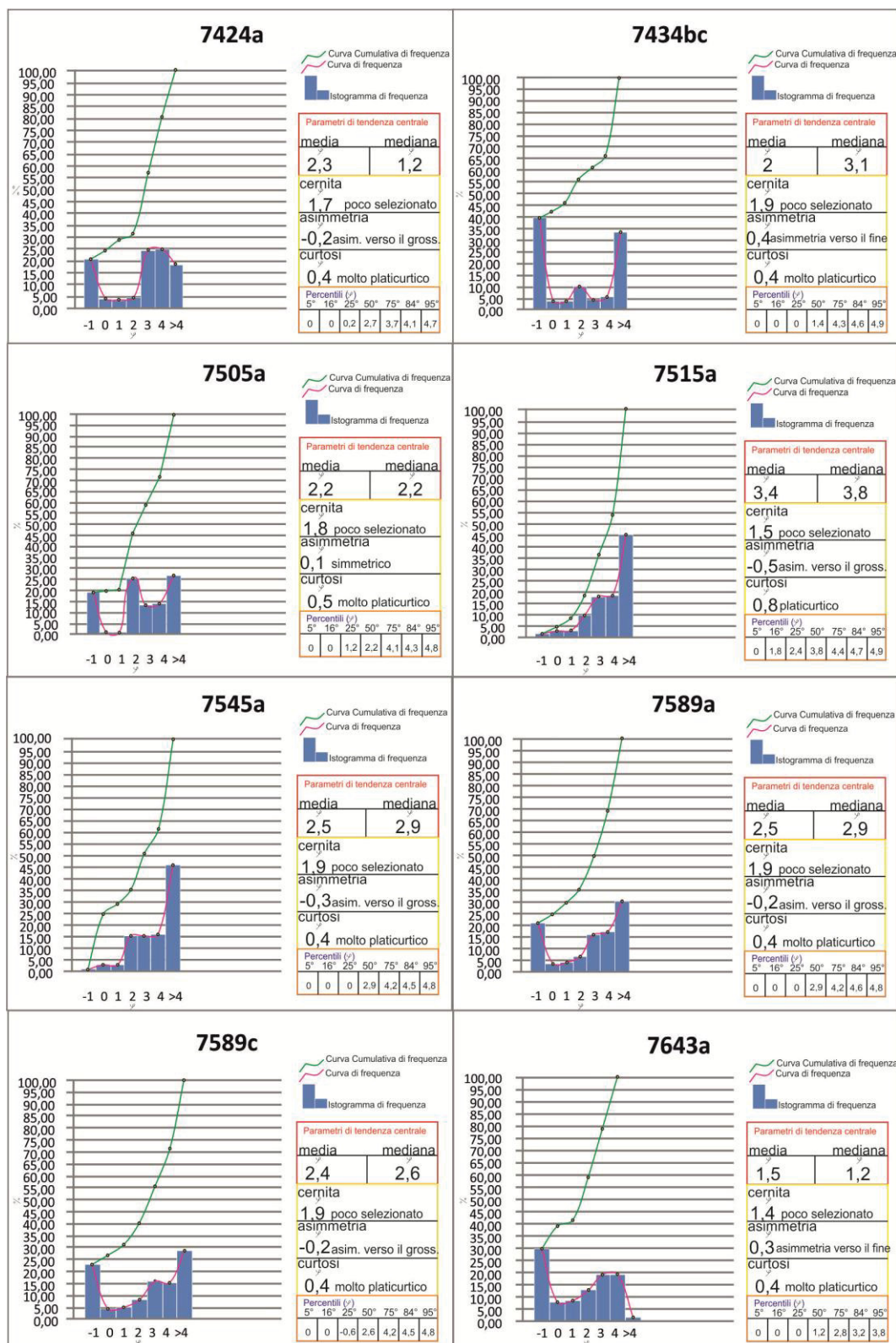
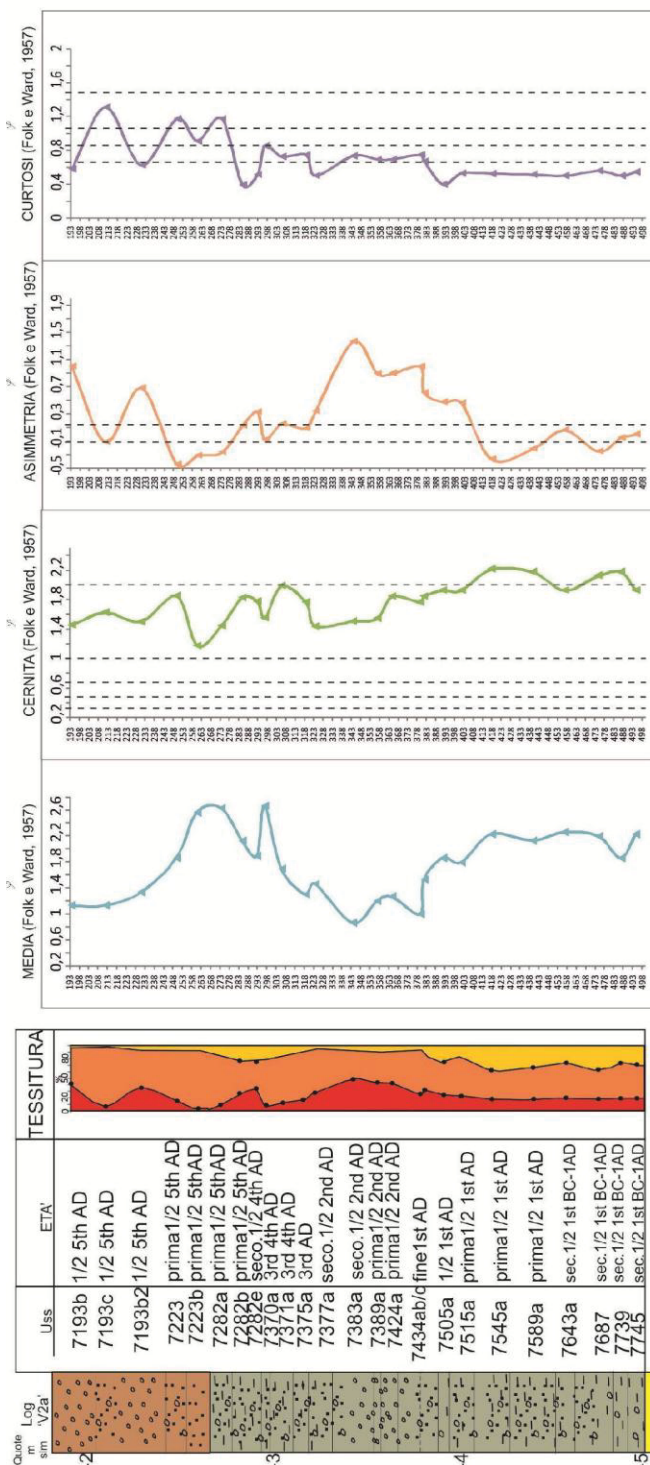


Figura 3.111 - Parametri statistici, istogrammi e curve di frequenza, e curve cumulative di frequenza per i campioni delle verticali V2c.

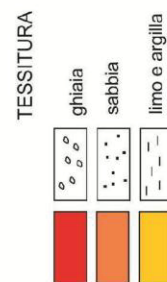
Correlazioni della statistica univariata delle verticali V2a e V2c e interpretazione dei risultati

Generalmente i campioni analizzati sono caratterizzati dalla classe modale delle sabbie, come da aspettarsi in un ambiente marino costiero. Ciò si riscontra in tutti i livelli di entrambe le verticali fatta eccezione di quattro della verticale V2c (Us 7434c e Uss 7282,7371a e 7375a) e uno della verticale V2a (7383a). In particolare per la verticale V2c, il livello 7434c ha classe modale della ghiaia e come visto nel paragrafo precedente della ghiaia pomicea essendo immediatamente successivo ai prodotti rimaneggiati in acqua dell'eruzione del 79 AD. Gli altri campioni (Uss 7282,7371a e 7375a) hanno come classe di massima frequenza quella relativa al limo-argilla. In particolare il 7282 è datato alla prima metà del 5th secolo AD, fase in cui sembrano essersi istaurate le condizioni morfologiche e paleoecologiche di un contesto lagunare (cfr. 3.3.2.2). Tutti i campioni analizzati presentano un sedimento ben ripartito fra le varie classi granulometriche così come testimoniato dai valori di curtosi generalmente non superiori al valore di 0,7 ϕ . La conferma dell'eterometria dei costituenti di ciascun campione oltre alla curtosi è data dal parametro del coefficiente di cernita: tutti i campioni infatti sono scarsamente selezionati come dimostrato dai valori di questo parametro che rientrano in un intervallo compreso tra 1 ϕ e 2 ϕ . I motivi che sono alla base del basso grado di classazione vanno ricercati verosimilmente in un avvicinarsi di più concause: è possibile che la corrente sottocosta, le dinamiche del moto ondoso, l'azione dell'eventuali imbarcazioni, le attività di dragaggio del 1st secolo AD possano rimescolare le particelle di varia origine e dimensione; è altresì vero che le attività mercantili stesse dell'uomo con continui scarichi e carichi nei pressi della Banchina influiscono sulle dinamiche dei naturali processi di sedimentazione incrementando la frazione grossolana con residui ceramici e altri generi quali vetri, mosaici e oggetti in osso che si sono rinvenuti nei sedimenti; inoltre c'è da considerare il continuo input alluvionale proveniente dalle aste che solcano i versanti retrostanti il Bacino Portuale. Infine per quanto riguarda il parametro dell'asimmetria si ha che la maggior parte dei campioni della verticale V2c, che come descritto nel precedente paragrafo sono generalmente costituiti da sabbia fine - molto fine e limo-argilla, presentano una coda nella distribuzione di frequenza spostata verso le classi più grossolane. La spiegazione di questa caratteristica va ritrovata nell'ubicazione della verticale V2c che è in una posizione più distale dalla Banchina, rispetto alla verticale V2a, laddove la maggior profondità del fondale facilita la deposizione delle particelle più fini. Le granulometrie

più grossolane dei campioni della verticale V2a e pertanto i valori di tendenza centrale di mediana, moda e media sono indicativi di una maggiore capacità di trasporto e di una più elevata velocità media dell'acqua presso la Banchina in risposta alla maggior energia delle acque marine che interagiscono con un fondale più basso in prossimità del molo. Le maggiori intensità dei fenomeni di disturbo e di mescolamento dei sedimenti per le ragioni descritte in precedenza si avvertono maggiormente sotto la Banchina, pertanto l'asimmetria dei campioni della verticale V2a presenta un andamento altalenante che oscilla tra asimmetria verso il sedimento grossolano fino a quella verso il fine. Tra i campioni con una coda verso le granulometrie fini rispetto alla moda localizzata tra la ghiaia e la sabbia grossa, vanno menzionati a partire dal basso verso l'alto i campioni: 7515a e 7505a caratterizzati da letti di Posidonia, il 7434bc corrisponde ai depositi rimaneggiati dell'eruzione di Pompei, i 7389a-7383a ascrivibili al 2nd secolo AD che è il periodo caratterizzato dalla maggior presenza di manufatti ceramici, il 7282e formato da un tappeto di Posidonie e i campioni 7193b e 7193b2 relativi agli input alluvionali che portano al riempimento finale del Bacino Portuale (Figg. 3.112 e 3.113).



Legenda



PARAMETRI STATISTICI (FOLK E WARD, 1957)

CERNITA	ASIMMETRIA	CURTOSI
<p>< 0.35</p> <p>0.35 - 0.50</p> <p>0.50 - 0.70</p> <p>0.70 - 1.00</p> <p>1.00 - 2.00</p> <p>2.00 - 4.00</p> <p>> 4.00</p>	<p>asimmetrico verso le classi fini</p> <p>simmetrico</p> <p>asimmetrico verso le classi grossolane</p>	<p>molto platocurtico</p> <p>platocurtico</p> <p>mesocurtico</p> <p>leptocurtico</p> <p>molto leptocurtico</p> <p>estremamente leptocurtico</p>
<p>molto ben selezionato</p> <p>ben selezionato</p> <p>moderatamente ben selezionato</p> <p>moderatamente selezionato</p> <p>poco selezionato</p> <p>molto poco selezionato</p> <p>estremamente poco selezionato</p>	<p>0.1 - 1.0</p> <p>-0.1 - 0.1</p> <p>-1 - -0.1</p>	<p><0.67</p> <p>0.67 - 0.90</p> <p>0.90 - 1.11</p> <p>1.11 - 1.50</p> <p>1.50 - 3.00</p> <p>> 3.00</p>

Figura 3.112 - Parametri statistici della verticale V2a.

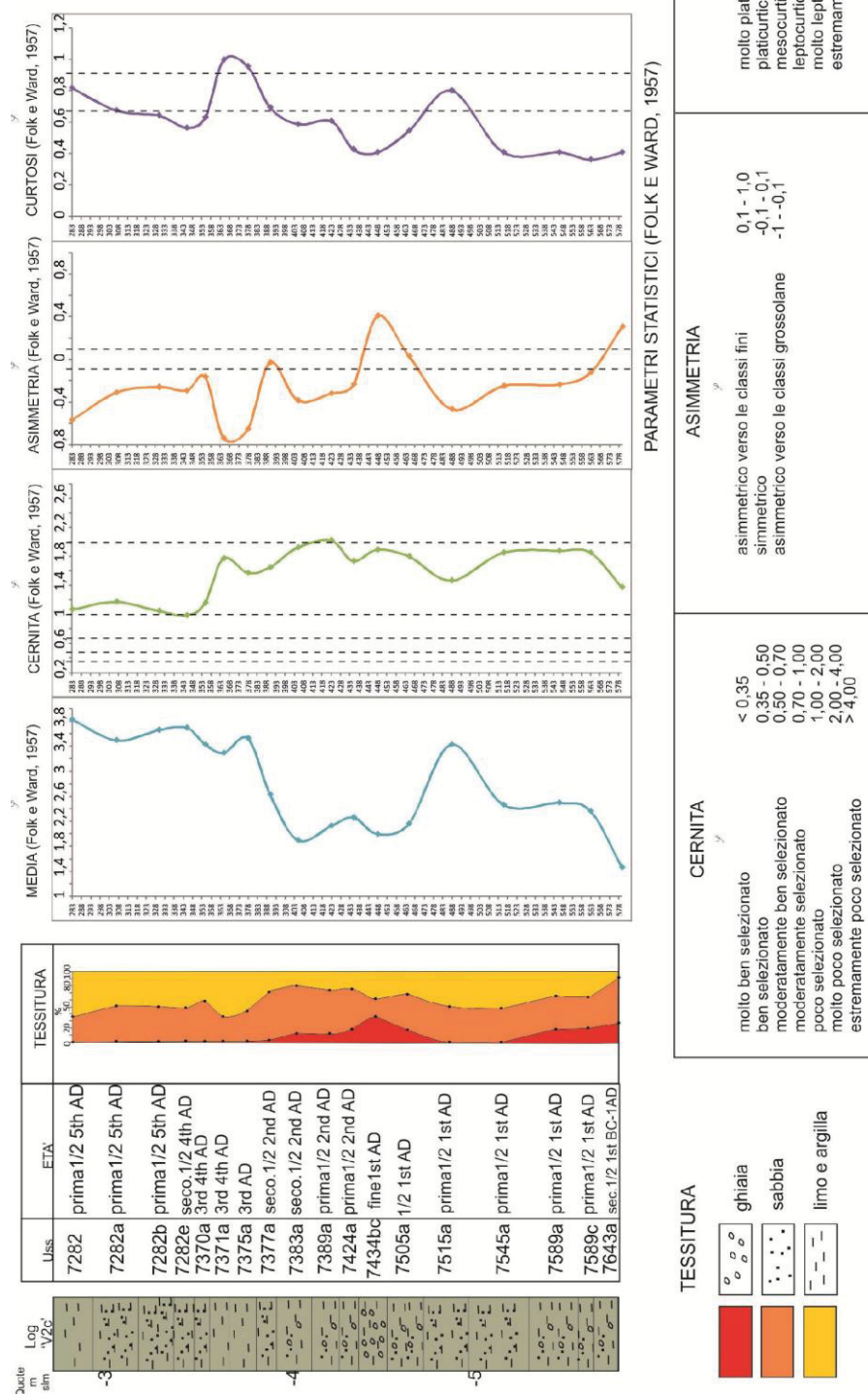


Figura 3.113 - Parametri statistici della verticale V2c.

Analisi statistica multivariata

Linea 6: Bacino Portuale di *Neapolis*

Cluster analysis delle verticali V2a e V2c

L'indice di Calinski ha suggerito 6 gruppi di accorpamento tra campioni di entrambe le verticali per coprire l'intervallo temporale 1st secolo AD-5th secolo AD. Come mostrato dalla Fig. 3.114, la gran parte dei medesimi livelli delle due verticali presentano la stessa affinità compositiva in termini di macrofauna essendo inquadrabili nello stesso gruppo. Ciò implica che per un considerato intervallo temporale le due verticali non presentano variazioni laterali di facies almeno per ciò che riguarda la componente fossilifera a macrofauna. In termini temporali all'interno del primo gruppo ascrivibile alla prima metà del 1st secolo AD si inseriscono i campioni **7643a, 7589a, 7545a, 7515a** della V2a e **7643a, 7589a** e **7589c** della V2c. Il secondo gruppo comprende i due campioni della prima metà del 1st secolo AD **7545a, 7515a** della V2c e i livelli **7282e** di entrambe le verticali e il **7370 a** della V2c. Il terzo gruppo vede associati al suo interno i campioni generalmente della seconda metà del 1st secolo AD tra cui il **7505a, 7434c, 7434ab, 7193c** della verticale V2a e **7505a, 7434 bc, 7424a, 7389a** della V2c. Un quarto e ampio gruppo mette insieme i campioni datati tra il 2nd – 4th secolo AD: **7424 a, 7389 a, 7383a, 7377a, 7375a, 7371 a, 7370 a** della verticale V2a e **7383a, 7377a, 7375a, 7371a** della V2c. All'interno del quinto gruppo sono associati i campioni **7282a, e 7282** della V2c e i livelli **7282a 7223b, 7223** della V2a. In ultimo il sesto gruppo vede i livelli **7282b** di entrambe le verticali e le unità **7193b2, 71293b** della verticale V2a.

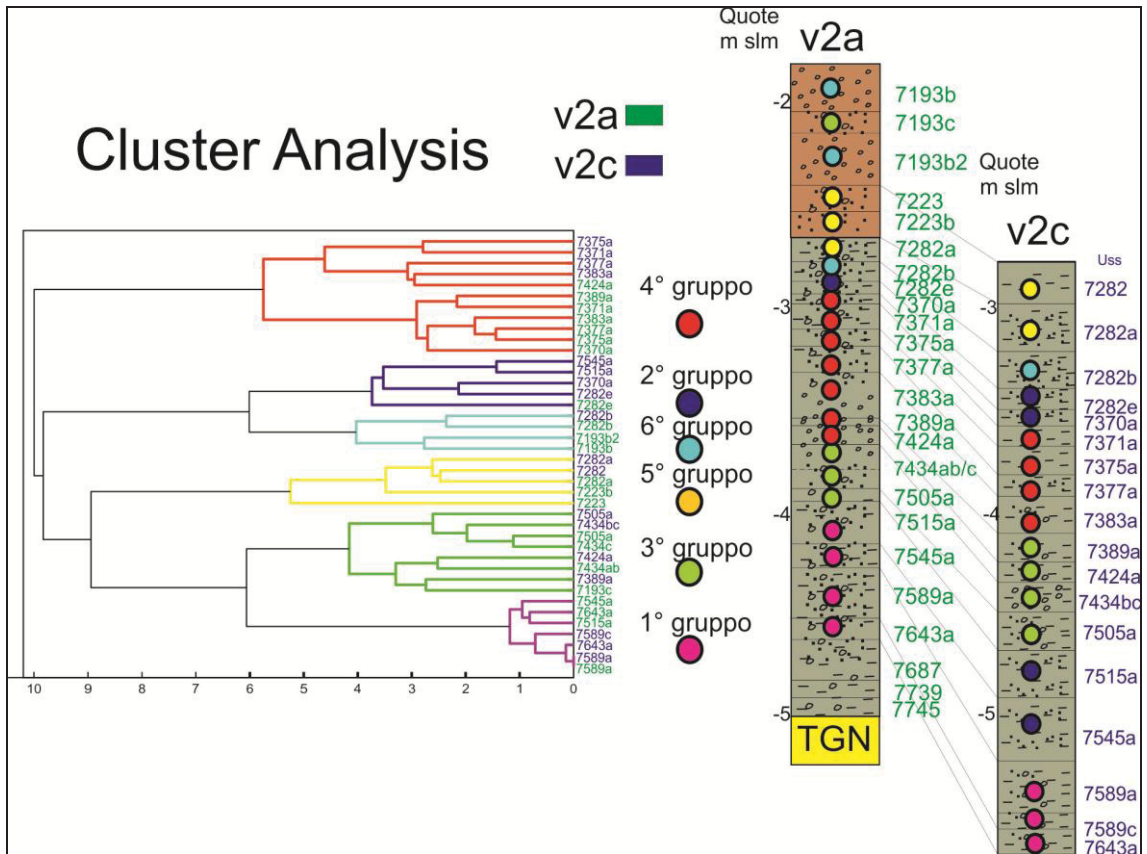


Figura 3.114 - Cluster analysis delle verticali del Bacino Portuale.

Analisi delle componenti principali delle verticali V2a e V2c e interpretazione dei risultati dell'analisi multivariata

Il grafico del biplot mostra le correlazioni tra le specie rappresentate da vettori e i campioni plottati con colorazioni diverse a seconda dei gruppi di appartenenza individuati dalla cluster analysis. I biplots delle verticali V2a e V2c hanno consentito di trovare conferma alle descrizioni e alle interpretazioni avanzate dalla sola lettura della distribuzione verticale dei taxa (Fig. 3.115) (cfr. 3.3.2.2). A differenza del solo “**gruppo 6**” individuato dalla cluster analysis (i cui campioni non si collocano in una posizione preferenziale all’interno del biplot, tutti gli altri cluster, occupano, rispetto alle variabili, porzioni ben definite e separate tra loro nel diagramma (Fig. 3.115). Ciò implica che i campioni di ciascun gruppo mostrano una grande uniformità tra loro in termini di specie di macrofauna contenuta e ben si differenziano da quelli presenti negli altri di gruppi. L’osservazione della posizione dei campioni rispetto alle variabili e ai collegamenti tra queste ha consentito di attribuire a ciascun gruppo individuato dalla cluster analysis una specifica connotazione sotto il profilo dell’associazione faunistica dominante. In particolare il “**gruppo 1**” definito “*misto con tracce di alghe e coralli M.a.c*”

individuato nella cluster analysis ha corte proiezioni dei campioni sul collegamento tra le specie *Alvania reticulata* e *Jujubinus miliaris* rispettivamente espressione di ambienti con presenza di alghe e di coralli. Tuttavia unendo questa informazione a quanto emerso dalla lettura della distribuzione dei taxa lungo le verticali (cfr. 3.3.2.2) si ha che i campioni ascrivibili alla prima metà del 1st secolo AD sono costituiti da specie associate a diversi tipi di ambiente. Una più forte eterogeneità si presenta per il “**gruppo 3**” definito “*misto M*” che riguarda i campioni della seconda metà del 1st secolo AD collocati al centro del biplot. La macrofauna all’interno di questi campioni pertanto non è diagnostica circa il tipo di paleoambiente, è al contrario indicativa di un forte grado di disturbo dei fondali marini dell’epoca tra le cui cause principali è possibile imputare le pratiche di dragaggio post eruzione del 79AD e gli effetti sui meccanismi di erosione e deposizione connessi all’eruzione stessa. Tra il 2nd e 4th secolo AD le proiezioni dei campioni del “**gruppo 4**” della cluster analysis definito “*sabbia infralitorale e sabbia fangosa S.I-S.F*” sulle ben correlate specie *Paphia aurea* e *Loripes lucinalis* segnalano un arricchimento del Bacino Portuale in specie indicative di contesti sabbioso fangosi. La presenza di tali specie potrebbe essere indicativa del fatto che il Bacino Portuale al momento del suo massimo utilizzo antropico potesse risultare almeno parzialmente protetto dalle traversie meteomarine e favorevole così allo sviluppo di organismi tipici di ambienti poco energetici. Sul finire del 4th secolo AD brevi momenti in cui le correnti sembrano ripulire maggiormente il sedimento si registrano nei campioni 7282e di entrambe le verticali ascrivibili al “**gruppo 2**” definito come “*sabbia infralitorale e sabbia relativamente pulita S.I.-S.r.P.*” che si correlano a specie (i.e. *Nassarius corniculus*) espressione di sabbia pulita. Considerazioni analoghe possono essere fatte anche per gli altri campioni di questo gruppo. Il “**gruppo 5**” definito “*sabbia fangosa lagunare S.F.L.*” di campioni della prima metà del 5th secolo AD si addensa nel campo del biplot individuato dai vettori delle specie *Tapes decussatus* e *Cerastoderma glaucum*. Il collegamento breve tra gli apici di queste due variabili testimonia una stretta relazione tra le specie. Queste ultime sono espressione di ambienti lagunari (*Cerastoderma glaucum*) e di ambienti fangosi di ambiente protetti (*Tapes decussatus*). L’analisi della macrofauna quindi porta a confermare l’ipotesi avanzata dalla sola lettura della distribuzione verticale dei taxa che durante la prima metà del 5th secolo AD il Bacino Portuale si chiuda in una laguna. La vicinanza delle proiezione dei campioni 7223 e 7223b al vettore *Cyclope neritea* tipica degli ambienti di contesti di sabbia pulita chiarisce che sebbene il Bacino Portuale si conformi in una laguna la zona più prossima

alla Banchina risente maggiormente delle correnti sottocosta che intervengono a ripulire il sedimento della frazione più limosa. I campioni del sesto gruppo corrispondenti ai sedimenti di natura continentale che colmano definitivamente il porto antico tendono a migrare nelle prossimità del centro confermando l'ambiente di alta energia dei flussi alluvionali che tendono a rimaneggiare tutte le specie di macrofauna così come letto dalla distribuzione verticale dei taxa (cfr. 3.3.2.2). L'interpretazione all'analisi multivariata appena descritta trova riscontro con il suo confronto con le caratteristiche tessiturali dei campioni della V2a e V2c (Fig. 3.115). In particolare per i campioni da 7377 a 7193b e 7282 di entrambe le verticali si ha una generale corrispondenza tra associazione faunistica e caratteri tessiturali; viceversa avviene per i campioni del 1st secolo AD (da 7643a a 7434) e della prima-seconda metà del 2nd secolo AD (7389 e 7383). Tali discordanze potrebbero trovare spiegazione ancora una volta in ciò che è accaduto ed è stato registrato in questi periodi nel Bacino Portuale (i.e. Dragaggi ed eruzione di Pompei-1st secolo AD e forte attività mercantili-carico e scarico antropico 2nd secolo AD).

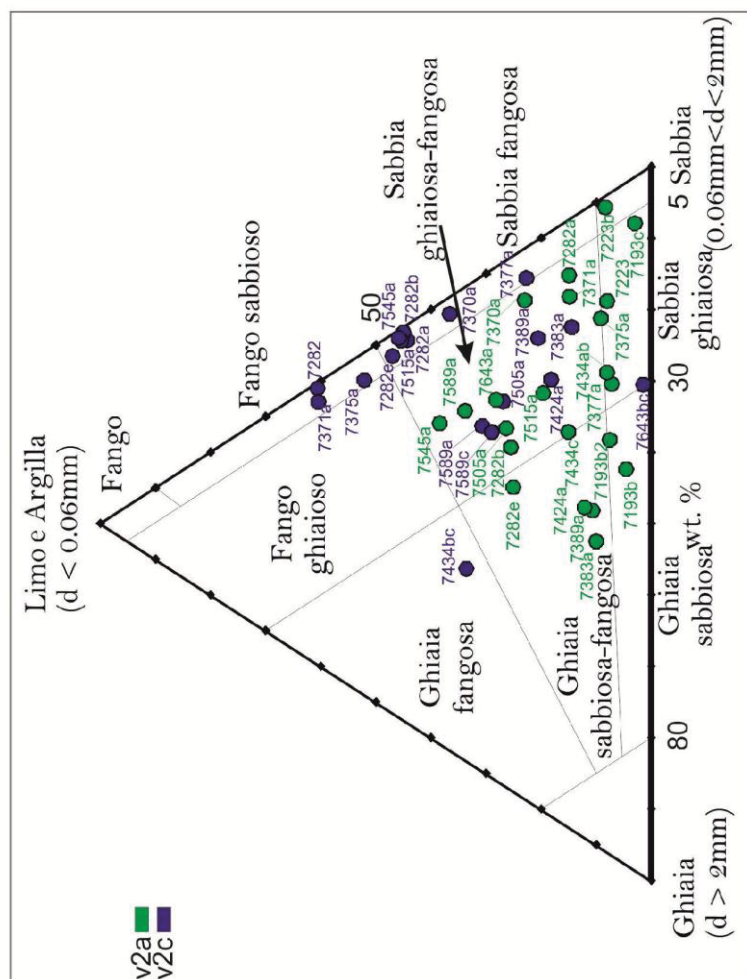
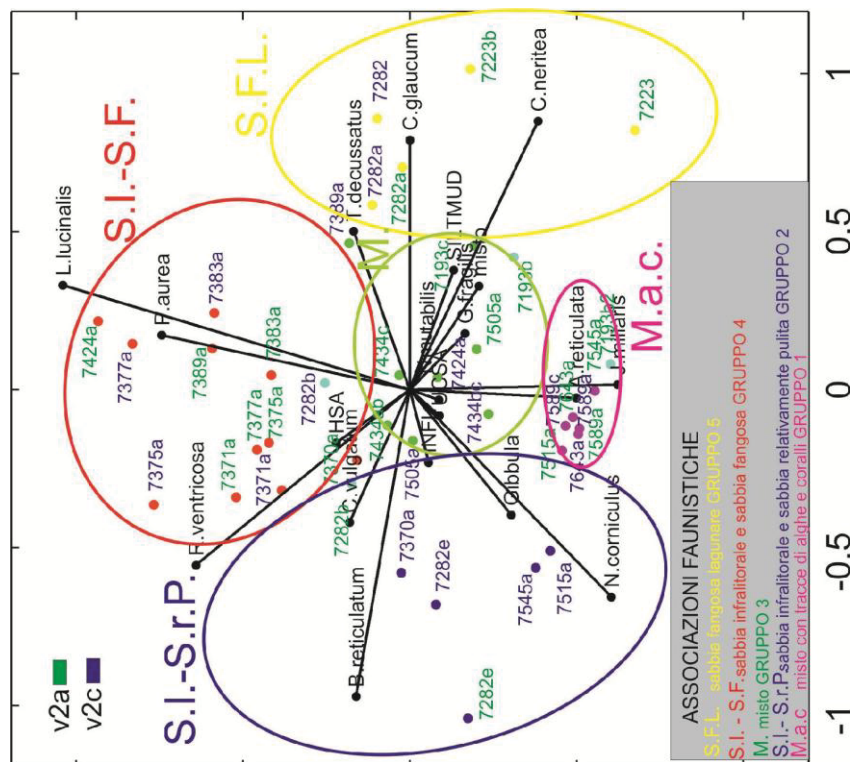


Figura 3.115 - Biplot della macrofauna per le verticali V2a e interpretazione comparata con i risultati tessiturali e della cluster analysis.

3.3.2.4. Confronto dei nuovi dati raccolti nell'area di scavo "Linea 6" e quelli delle precedenti campagne di scavo in "Municipio-Linea 1"

Nel presente paragrafo vengono effettuate correlazioni, stratigrafiche, paleoecologiche e paleoambientali tra le successioni stratigrafiche emerse nel pozzo di stazione "Linea 6" studiate nel presente lavoro, e le ricostruzioni stratigrafiche e paleoambientali eseguite fra il 2003 e 2009 nel pozzo di "Linea 1" (Irollo, 2005; Giampaola et al., 2004-2006; Giampaola e Carsana, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009 e Carsana et al., 2009; Bourillon, 2005, Nziengui, 2010). Il confronto riguarderà le evoluzioni verticali e i passaggi laterali di facies nell'ambito del Bacino Portuale antico lungo tre verticali rappresentative di sintesi (V1, V2, V3 in Figg. 3.116 e 3.117). L'intervallo temporale preso in considerazione per le correlazioni è quello della funzionalità del Bacino (4th-2nd secolo BC e il 5th-6th secolo AD). Per l'elevata vicinanza, e per l'assenza di evidenti passaggi laterali di facies, il contenuto paleoecologico e le relative implicazioni paleoambientali emerse per le verticali V2a e V2c (cfr 3.3.2.2. e 3.3.2.3) sono trasferibili rispettivamente alle verticali 1 e 3.

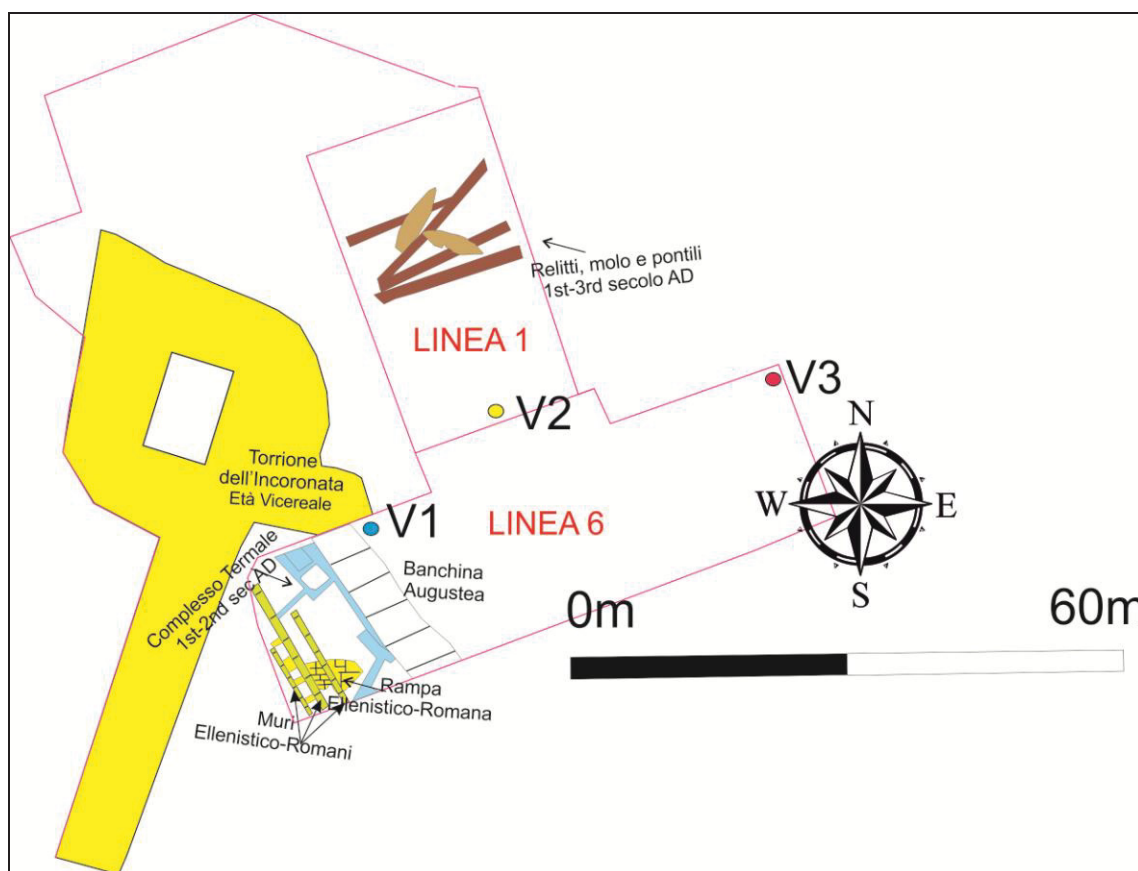


Figura 3.116 - Ubicazione delle successioni correlate prossimale (V1), media (V2) e distale (V3).

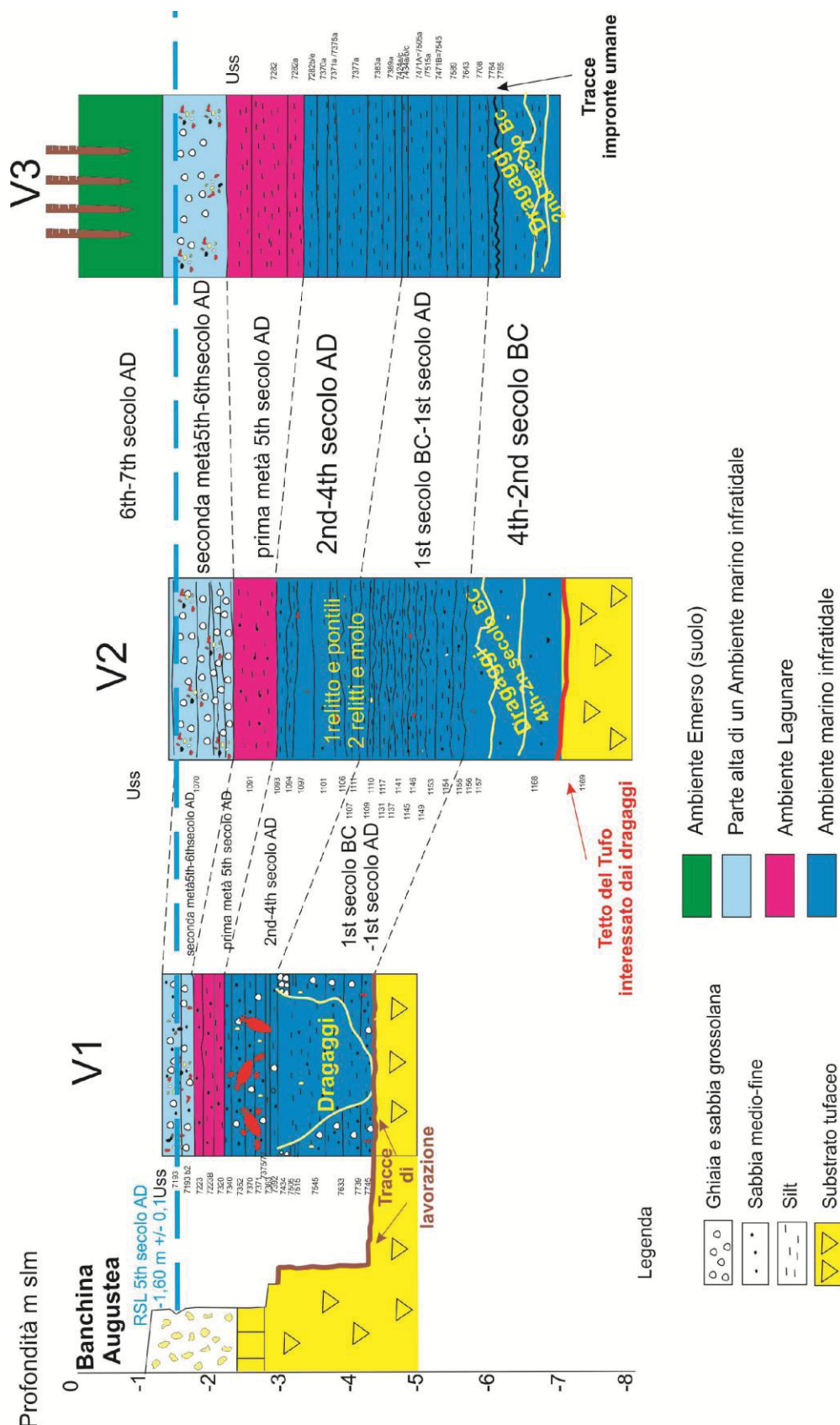


Figura 3.117 - Correlazione paleoambientale delle verticali 1- 2- 3 delle aree di scavo “Linea 1 e 6” del cantiere “Municipio”.

In riferimento alla Fig. 3.117, i dettagli di seguito riportati per la V2 rappresentano la sintesi dei report descrittivi e interpretativi in termini di paleoambiente di ciascuna unità stratigrafica rinvenuta. Come illustrato nella Fig. 3.117, gli intervalli temporali più antichi si rinvengono nella porzioni medio distali dalla Banchina (V2 e V3). In particolare i primi sedimenti di ambiente sommerso che ricoprono il substrato tufaceo sono piuttosto sabbiosi e limosi e presentano in entrambe le verticali una colorazione nerastra. Essi sono datati dal 4th secolo BC al seconda metà del 2nd secolo BC. In entrambe le verticali sono riconosciute specie di macrofauna infratidale associate a differenti tipi riferibili a *spiaggia pulita a fangosa* (definizioni delle associazioni ecologiche tratte da Péres e Picard, 1964 e Péres, 1982). La caratteristica peculiare di questi sedimenti è quella di presentare tracce di diverse fasi di dragaggio. In particolare in V2 (Linea 1) il sedimento più antico dragato è ascrivibile al 4th secolo BC, mentre il più giovane alla seconda metà del 2nd secolo BC. In aggiunta è emerso che i dragaggi hanno interessato anche il substrato tufaceo alla base della V 2 e lungo tutta la pianta delle pozzo “Linea 1” (Fig. 3.118). La base della V3 (Linea 6) non indaga sedimenti più antichi del 2nd secolo BC dunque non è possibile in questo punto del Bacino risalire all’età del sedimento dragato più antico. Lungo la V3 i sedimenti dragati possiedono uno spessore di circa 1m (c.a. -7/-6m slm) (Fig. 3.119).



Figura 3.118 - Substrato in TGN dragato a “Linea 1” (Foto concessa da D.Giampaola).



Figura 3.119 - Sedimenti dragati (intervallo temporale: ?/seconda metà 2nd secolo AD) a “Linea 6” (zona solaio).

È bene ricordare che allo stato attuale dello scavo lungo la V3 non è stato ancora intercettato il substrato, tuttavia è attestata la presenza di dragaggi nel TGN ascrivibili al 2nd secolo BC immediatamente ad ovest della zona coperta dal solaio (cfr 3.3.2.1). In corrispondenza della V2 il tetto del TGN, rimaneggiato dai dragaggi, è posto a circa -7,0/-7,60 m slm. Il livello che chiude la successione dei sedimenti dragati nelle V2 e V3 è ascrivibile alla seconda metà del 2nd secolo BC ed ha un top attestato rispettivamente a circa -6 m slm (V3) e -5,6 m (V2). Lungo la V1 e in tutta la zona di Linea 6 il tetto del TGN si presenta cavato e inciso da tracce di lavorazione. Durante la fine del 2nd secolo BC e gli inizi 1st secolo BC solo nella successione della V3 e in tutta la zona ricoperta dal solaio di “Linea 6” si rinviene un sedimento marino, ricco in Posidonia, macro e microfauna (ostracodi e foraminiferi), posto immediatamente al di sopra del sedimento che chiude la successione dragata, sul quale sono impresse delle impronte umane (cfr 3.3.2.1). Contemporaneamente nella V2 si continua a registrare una sedimentazione sabbioso limoso in ambiente marino. L’intervallo temporale successivo registrato stavolta anche nella V1 (quella più prossima alla Banchina) è relativo ai livelli di Età Augustea. Lungo la V2 esso è spesso circa 1,50 m testimoniando quindi l’alta velocità di sedimentazione in quel periodo, valutata a circa 1,25 cm/a in (*Bourillon, 2005*) che ben si confronta con quanto calcolato per le aree prossimali e distali di “Linea 6” (cfr 3.3.2.2). Per ciò che riguarda le tessiture a “Linea 1” si rinvencono sempre livelli sabbioso limosi che verso la fine dell’Età Augustea passano a più grossolani (*Bourillon, 2005*). In particolare le unità che chiudono l’Età Augustea presentano frammenti ceramici, pomici, litici correlabili verosimilmente con le attività mercantili e con

l'eruzione del 79 AD. La macrofauna dominante per la V2 (Bourillon, 2005) è legata per lo più a specie infratidali e di sabbia fangosa (*Paphia* sp, *Loripes lucinalis* e *Bittium reticulatum*) a testimonianza di un ambiente dotato di una sedimentazione più tranquilla rispetto alle verticali di "Linea 6" dove per lo stesso intervallo temporale non esiste una specie di macrofauna dominante (cfr 3.3.2.3 Gruppo 1 e 3 della cluster analysis). Tale assenza può essere correlata alle fasi di dragaggio di 1st secolo AD e ai maggiori effetti sulla sedimentazione registrati nell'area di Linea 6 in risposta all'eruzione del 79 AD. I livelli che chiudono la sequenza di Età Augustea delle V1 e V3, sono molto più ricchi in pomici e Posidonie rispetto a quanto riscontrato nel pozzo di stazione "Linea 1". Questo è probabilmente correlabile al fatto che la V2 è collocata in una zona più aperta del Bacino rispetto alla V1 più prossima (e quindi più "protetta"), in cui i sedimenti grossolani possono più facilmente essere depositati e conservati nella successione stratigrafica. Per ciò che riguarda le evidenze antropiche degli inizi dell'Età Imperiale, oltre ai materiali ceramici rinvenuti e alle già citate operazioni di dragaggio presenti nella V1, è doveroso ricordare che nell'area del pozzo di "Linea 6" viene edificata la Banchina in malta e tufo (cfr 3.3.2.1) e in quella di "Linea 1" viene rinvenuto un coevo molo con orientazione perpendicolare alla Banchina stessa (quota -3,6/-4,1 m slm). A nord del molo si rinvencono inoltre due relitti di imbarcazioni mercantili perpendicolari tra loro (quota -3,9/-4,0 m slm) (Giampaola et al., 2006) (Fig. 3.120). Procedendo verso l'alto sono presenti in tutte e tre le verticali le unità stratigrafiche ascrivibili all'intervallo 2nd-4th secolo AD. Sotto il profilo delle velocità di sedimentazione le tre verticali sono perfettamente correlabili: si assiste infatti ad un progressivo decremento nei tassi di sedimentazione tale che nel 2nd secolo si hanno velocità di circa 0,5 cm/a, nel 3rd secolo AD di circa 0,25 cm/a e nel 4th secolo AD di circa 0,10 cm/a. Per quanto riguarda le caratteristiche tessiturali procedendo dalla V3 fino alla V1 i sedimenti diventano via via più grossolani in risposta ad un decremento della colonna d'acqua e ad un pari aumento dell'energia nell'ambiente deposizionale. In termini di frequentazione antropica del Bacino, specie per il 2nd e 3rd secolo AD, in tutte e tre le verticali si registra uno dei più alti tassi, così come attestato dall'elevata densità di materiale ceramico riscontrata, crescente a man a man che ci si sposta in prossimità della Banchina. La testimonianza della fervente attività mercantile in questo periodo è altresì riconosciuta in "Linea 1" nella costruzione di due pontili (2nd secolo AD) e nel ritrovamento di una terza imbarcazione relitta nei sedimenti di fine 2nd-inizio 3rd secolo AD (Fig. 3.120).

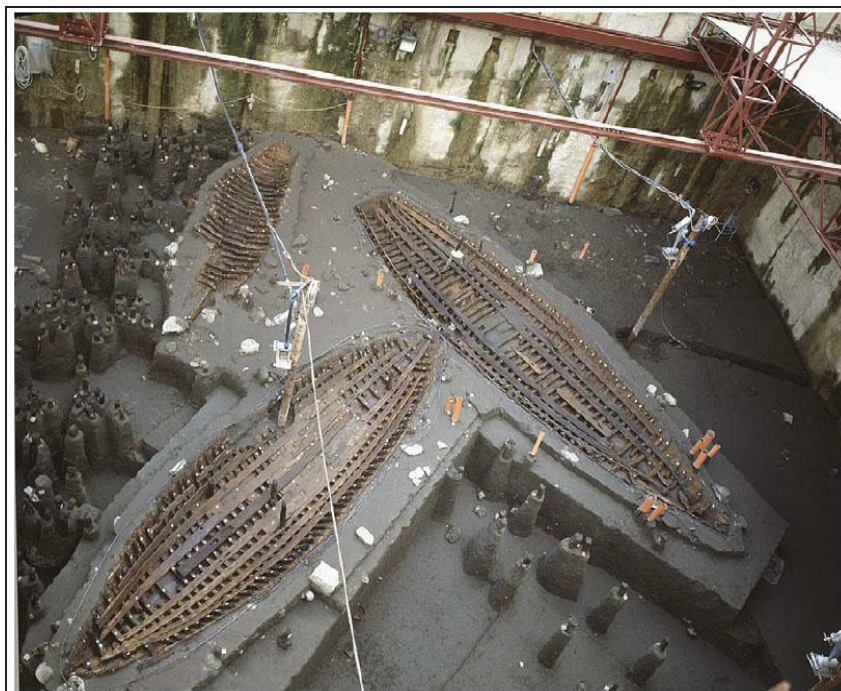


Figura 3.120 - Relitti e pali lignei del molo (Foto F. Avallone in Giampaola, 2006).

Durante la prima del 5th secolo AD si assiste ad un cambio paleoambientale attestato dalla presenza in tutte e tre le verticali di un incremento della frazione fine, e da un parallelo aumento delle specie lagunari e di ambiente protetto sia per quelle di macro (*Cerastoderma glaucum* e *Tapes decussatus*) che per quelle di microfauna (*Xesteloberis sp.*). In questo intervallo temporale si assiste ad un aumento dei tassi di sedimentazione le cui velocità presentano valori confrontabili tra loro soprattutto per le 2 verticali più prossime alla Banchina (V1 c.a. 1,4 cm/a e V2 c.a. 1,7 cm/a.). Le successioni sedimentarie delle tre verticali si chiudono con un altro cambiamento paleoambientale occorso tra la seconda metà del 5th secolo e il 6th secolo AD. Si assiste infatti al colmamento e alla defunzionalizzazione del Bacino Portuale antico. Sedimenti grossolani continentali costituiti da sabbia e ghiaia molto poligenica ed etrometrica ricca in frammenti di macrofauna frammentata in cui si evidenzia un mixing tra le varie associazione ecologiche si depongono obliterando velocemente la Banchina Augustea. L'ambiente riscontrato per questi sedimenti nell'area di Linea 6 è riferibile alla parte alta dell'infratidale (cfr 3.3.2.2). L'evidenza di un cambiamento nella destinazione d'uso della area è testimoniata dalla diffusa presenza della formazione di paleosuoli di 6th secolo AD sui quali sono state rinvenute sistemazioni agricole (Figg. 3.121 e 3.122). Il deciso cambiamento ambientale da un spiaggia sommersa ad una emersa perdurerà fino all'Età Moderna come si discuterà più avanti comportando una evidente progradazione della linea di riva.

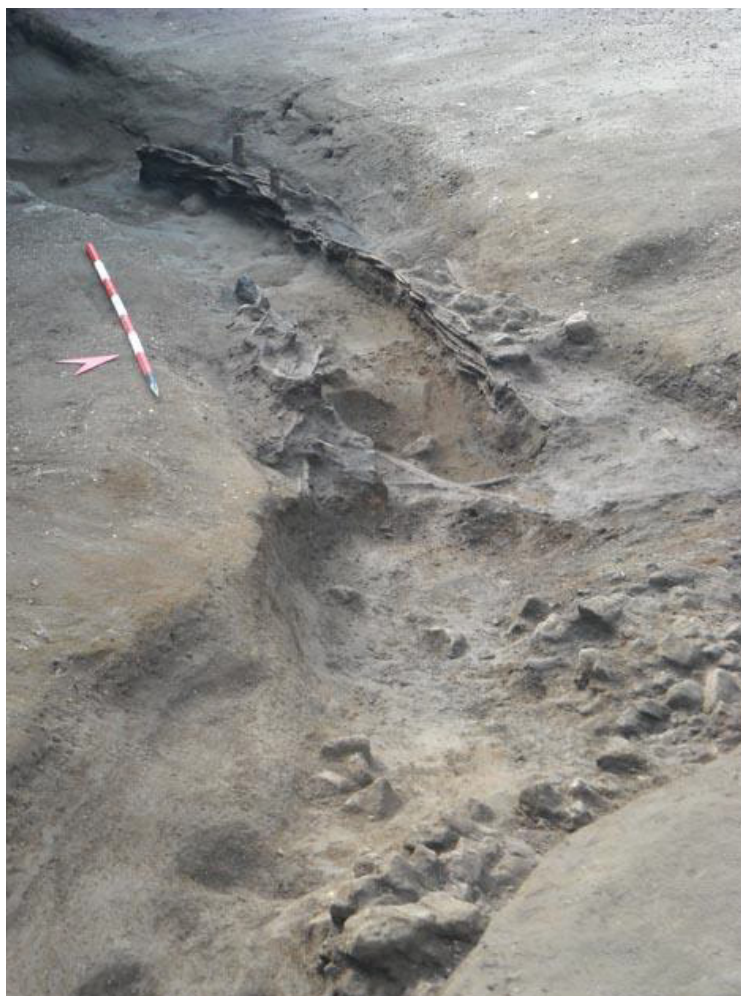


Figura 3.121 - Sistemazioni agricole (foto scattata in prossimità della V3).



Figura 3.122 - Sistemazioni agricole su paleosuoli di 6th secolo AD (foto scattata in prossimità della V3).

3.3.2.5. Ricostruzione della linea di riva di Età Imperiale

L'obiettivo del seguente paragrafo è quello di avanzare un'ipotesi ricostruttiva circa l'andamento planimetrico del Bacino Portuale Romano e quindi della linea di riva durante l'Età Romana Imperiale. A tale scopo sono stati integrati i dati provenienti da: 1) le analisi paleoambientali dei livelli messi a giorno nell'area di scavo di Linea 6 discusse nei precedenti capitoli (cfr 3.3.2.2 e 3.3.2.3); 2) le interpretazioni di circa 100 stratigrafie di sondaggi geoarcheologici realizzati durante il periodo 1998-2012 dalla società TECNO IN su tutta la pianta della cantiere "Municipio"(Fig. 3.123) 3) l'ubicazione planimetrica delle strutture archeologiche di età romana emerse tra il 2002 e il 2013 sempre nell'intera area occupata dal cantiere fornita dagli archeologi della Soprintendenza (Fig. 3.123). I risultati riguardano l'intervallo temporale compreso tra l'Età Imperiale e l'inizio della Tarda Antichità (seconda metà 1st secolo BC-inizio 4th secolo AD). La configurazione del Bacino Portuale così ricostruita viene poi confrontata con le precedenti ipotesi avanzate da diversi autori (*Capasso – De Petra, 1904; Napoli, 1959; Amato et al., 2009*) discusse nel paragrafo 3.3.2.2. Dal confronto emergeranno sostanziali differenze sia nella localizzazione che nell'andamento planimetrico del Bacino.

NOTA: le interpretazioni dei sondaggi e le attribuzioni cronologiche sono state seguite dal personale tecnico della TECNO IN in collaborazione con la Soprintendenza.

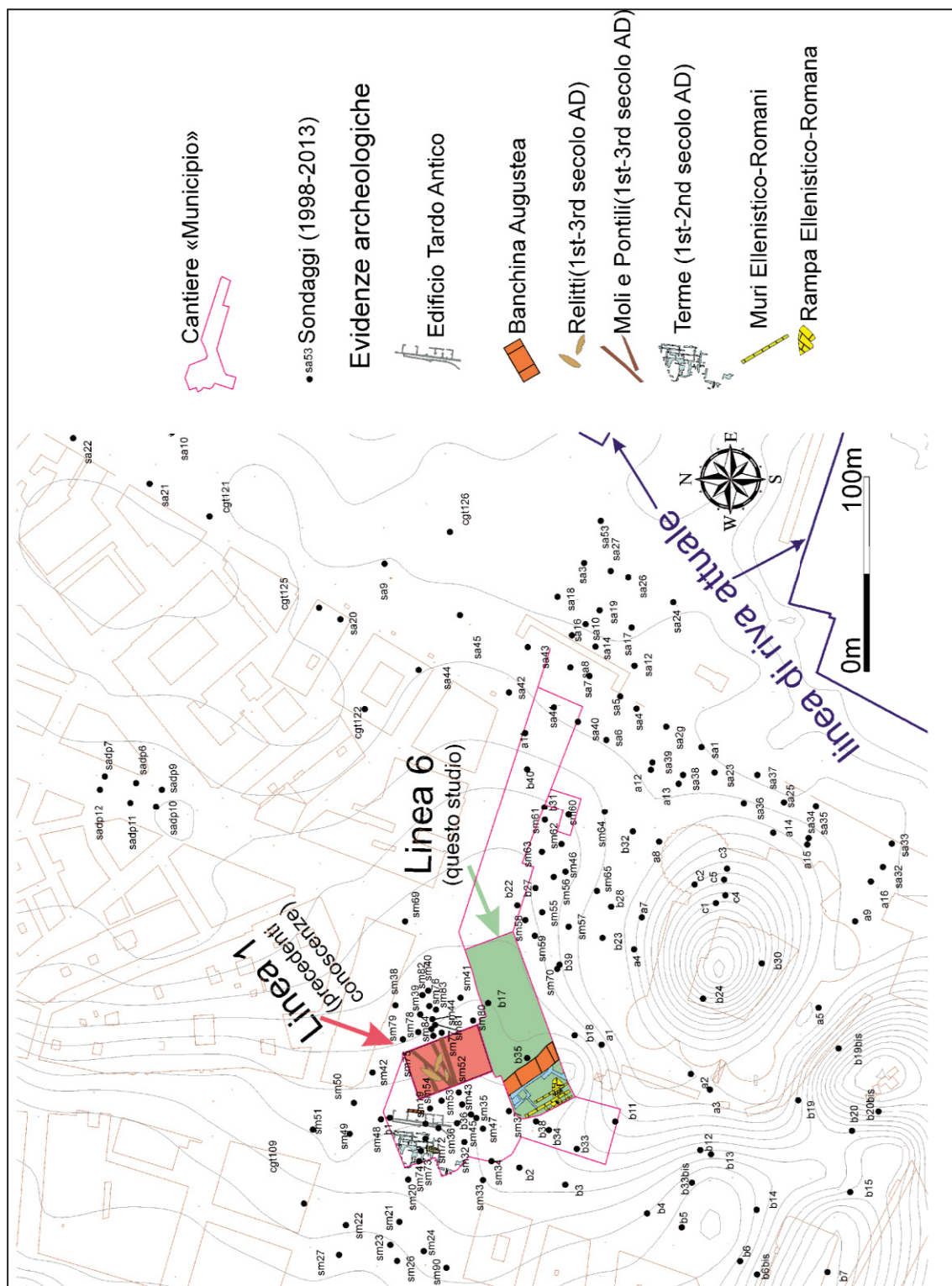


Figura 3.123 - Ubicazione delle evidenze archeologiche Romane e dei sondaggi geoarcheologici nell'area di Municipio realizzati dalla TECNO IN.

Grazie all'evidenza di due porzioni della Banchina Portuale di Età Augustea posti l'uno a "Linea 6", l'altro in un'area del cantiere cosiddetta di "Mezzanino San Giacomo" (cfr 3.3.2.3) e sulla base delle analisi paleoambientali effettuate nell'area di Linea 6 (V2a e V2c cfr 3.3.2.2 e 3.3.2.3) è stato possibile tracciare con una precisione mai così alta

prima d'ora tratti della linea di riva di Età Imperiale. In particolare con riferimento alla Fig. 3.123 questi tratti corrispondono a quelli ubicati parallelamente alla direzione di allungamento delle porzioni della Banchina su dette. Le evidenze di pezzi della Banchina pertanto vanno a rappresentare le zone di divisione tra un ambiente emerso, posto ad ovest delle stesse, ed uno sommerso ad est. In quest'ultimo vanno a collocarsi i moli e i pontili di 1st-3rd secolo AD della "Linea 1" disposti dunque perpendicolarmente alla coeva linea di riva, nonchè i relitti affondanti nel medesimo arco temporale (Fig. 3.123). I sondaggi geoarcheologici sono poi stati utilizzati per proseguire la ricostruzione nelle aree esterne allo scavo archeologico. Essi hanno permesso nell'insieme di ricostruire il decorso della linea di riva Romana in aree dove presumibilmente non sono state eseguite operazioni antropiche di rettificazione della riva durante quel periodo. In tali aree la linea di riva ricostruita quindi rappresenta i limiti naturali della baia che fu prescelta per stabilirvi le attività portuali. Partendo dal settore prossimo alla Banchina messa a giorno dagli scavi archeologici, i sondaggi **SM2-SM34-SM35-SM36** del 2003 intercettano zone emerse molto prossime alla linea di riva. In particolare agli inizi dell'Età Imperiale alle quote comprese tra 0,50 slm e -2,82 slm i sondaggi **SM32-SM35** intercettano livelli di spiaggia emersa molto prossimi alla battigia caratterizzati da sabbia medio-limosa con minuti frammenti ceramici, gusci di bivalvi e ciottoli tufacei e calcarei che si alternano a livelli di frequentazioni e accumuli artificiali. Di incerta datazione romana il sondaggio **SM36** intercetta al di sopra della spiaggia emersa di Età Repubblicana un ambiente continentale di retrobattigia in cui si alternano piani di frequentazione e depositi di formazione eluviale compresi tra -1,41 m slm e 2,00 m slm. Procedendo ulteriormente a nord i sondaggi del 2012 **SM72** e **SM71** individuano tra 0 e -1,50 m slm così come i precedenti, un deposito di spiaggia emersa prossimo alla battigia ascrivibile all' Età Augustea con caratteristiche sedimentologiche analoghe ai sondaggi su citati. Circa una quindicina di metri più a nord i sondaggi **SM49** e **SM48** del 2012 hanno rilevato la presenza tra 1,65 slm e 0,70 slm di battuti stradali ascrivibili probabilmente al 1st secolo AD sovrastanti ad accumuli artificiali di sabbia, cinerite e tufo giallo probabilmente ascrivibili a materiale finalizzato alla costruzione del tratto di Banchina rinvenuto nel saggio "Eta". A valle della Banchina di 1st secolo AD e antistante la paratia orientale del pozzo "Linea 1" un gruppo di sondaggi (**SM75-SM76-SM77-SM78-SM79-SM80-SM81-SM82-SM83-SM84**) distanziati pochi metri tra loro perfora tutta la successione dei fondali marini di Età Imperiale compresa tra i -3,30m e -5,50/6m sovrastanti quelli di Età

Repubblicana. Si tratta di livelli di limo con sabbia finissima di colore grigio-verde scuro a tessitura massiva, con rari e minuti frammenti di gusci di malacofauna e frammenti di filamenti vegetali (Posidonia). I sondaggi **SM78** e **SM79** intercettano a -3,79/-4 slm i livelli di sabbia con all'interno scaglette di calcare ascrivibili ai pontili di del 2nd secolo AD rinvenuti a "Linea 1" tra il -4,75m e -5m slm mentre alle quote comprese tra -4,70 e -5m si rinvergono anche frammenti lignei del molo di 1st secolo AD. Procedendo più a sud un altro gruppo di sondaggi realizzati nel 2012 (**SM55-SM57-SM58-SM59-SM60-SM61-SM62-SM63-SM65**) perfora a profondità analoghe a quelli del gruppo appena menzionato la successione dei fondali marini del Bacino Portuale romano. Immediatamente a sud ovest di questi sondaggi si intercetta il limite occidentale del Bacino Portuale Romano. Alla quota di -3,16 m slm si individua un deposito di spiaggia emersa a granulometria sabbiosa databile genericamente all'Età Romana nel sondaggio **SM64**. Il limite occidentale del Bacino Portuale si raccorda con la Banchina proseguendo con un andamento leggermente sinuoso e livelli di battigia databili rispettivamente al 1st secolo AD e di Età imperiale si rinvergono tra i -0,80/-5,74 slm nel sondaggio **B23** e i -2,73/-3,48 m slm nel sondaggio **A8**. Depositi decisamente di ambiente continentale di Età Romana costituiti da un alternarsi di accumuli artificiali e interfacce di frequentazione si rinvergono sull'alto tufaceo su cui verrà costruito il Castel Nuovo a quote comprese tra circa 12 e 17 m slm. Infine verso SE invece il limite del Bacino potrebbe essere configurato come un promontorio con andamento N-S: si rinvergono infatti depositi di battigia tra circa i -7m/-8,50 m slm di Età Repubblicana/Imperiale di sabbia grossolana costituita da litici lavici e scaglie di calcare nei sondaggi **Sa3-Sa20-Sa17-Sa9**. La disamina dell'interpretazione paleoambientale dei risultati dei sondaggi, tenuto conto anche delle evidenze archeologiche emerse, ha consentito pertanto di elaborare l'andamento del Bacino Portuale di Età Romana (1st-fine 4th secolo AD) secondo l'assetto planimetrico mostrato in (Figg. 3.124A e 3.124B). La geometria del Bacino così ricostruita appare discostarsi notevolmente dalle ipotesi di letterature proposte da Capasso-De Petra (1904) e Napoli (1959) (Fig. 3.125A e 3.125B). Napoli (1959) ipotizza una linea di riva molto più antistante e con un andamento molto rettilineo rispetto a quanto deducibile dai dati di sondaggio e dai resti archeologici messi a giorno in occasione della costruzione metropolitana. Di contro Capasso-De Petra (1904) elabora una linea di riva arretrata di circa 50m rispetto alla posizione della Banchina Portuale rinvenuta a "Linea 6" e a "Mezzanino S. Giacomo". I ritrovamenti archeologici e i sondaggi fino al 2004 presi in

considerazione da Amato et al. (2009) hanno consentito agli autori di elaborare una linea di riva con una posizione e con un andamento molto simile a quello proposto dalla scrivente, specie nella parte più prossimale alla linea di riva attuale. La ricostruzione eseguita in questa sede conferma nelle linee generali quanto messo in luce in Amato et al., 2009, ovvero la presenza di un promontorio molto pronunciato impostato nel TGN che proteggeva un'insenatura naturale. Tuttavia essa precisa con estremo dettaglio il limite interno dell'area di baia, mostrandola una linea di riva più avanzata nel settore dello scavo di Linea 6, dove essa coincide con la Banchina, e più arretrata a ridosso del promontorio, nel settore SW della baia.

Si confronti l'allegato n°3 per visualizzare in formato A3 la linea di riva di Età Romana (1st - fine 4th secolo AD) nell'area di Municipio.

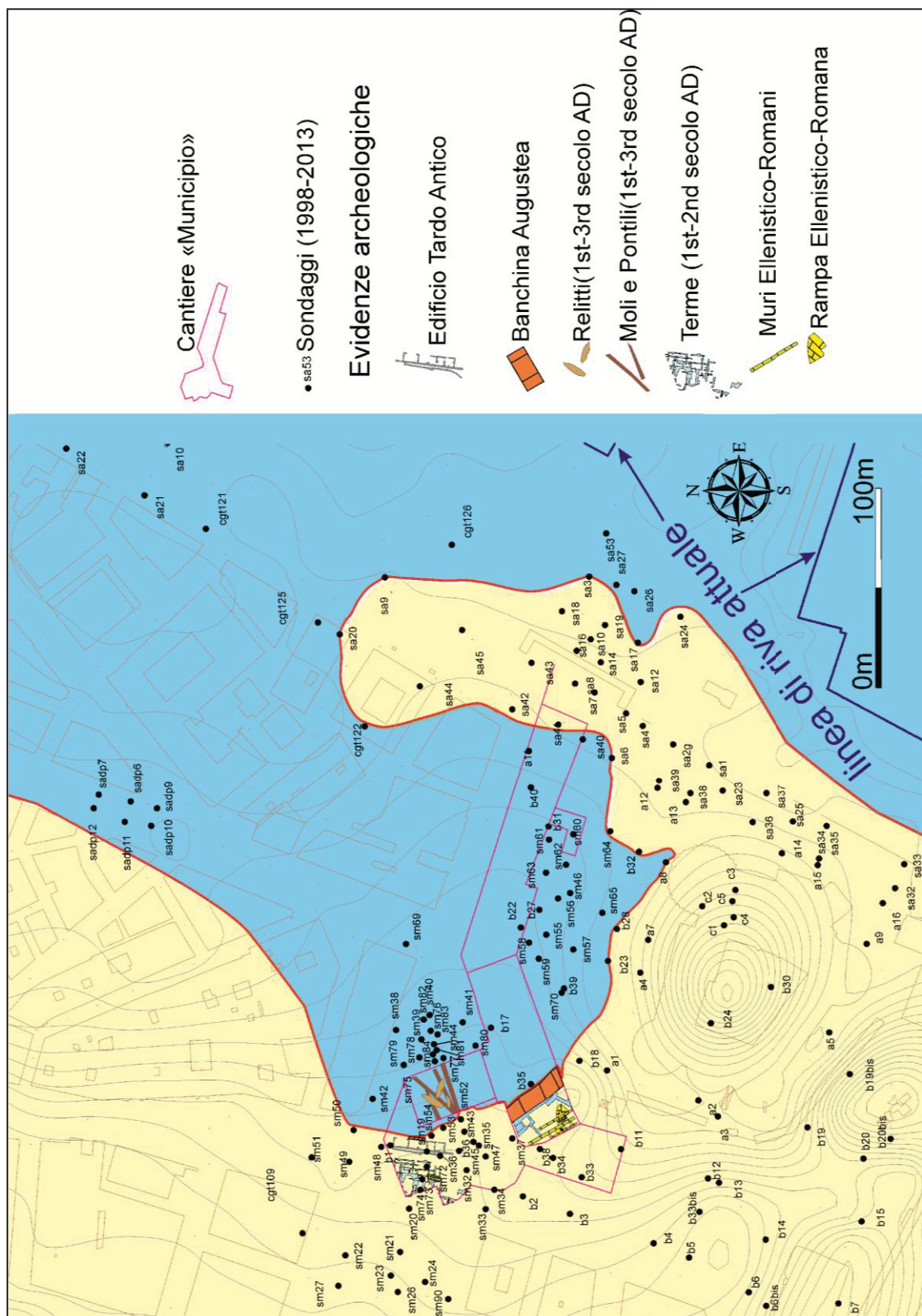


Figura 3.124 – A: Linea di riva di Età Romana (1st- fine 4th secolo AD) ricostruita grazie alle evidenze archeologiche, all'analisi paleoambientale dei sedimenti e dello studio dei sondaggi geognostici.

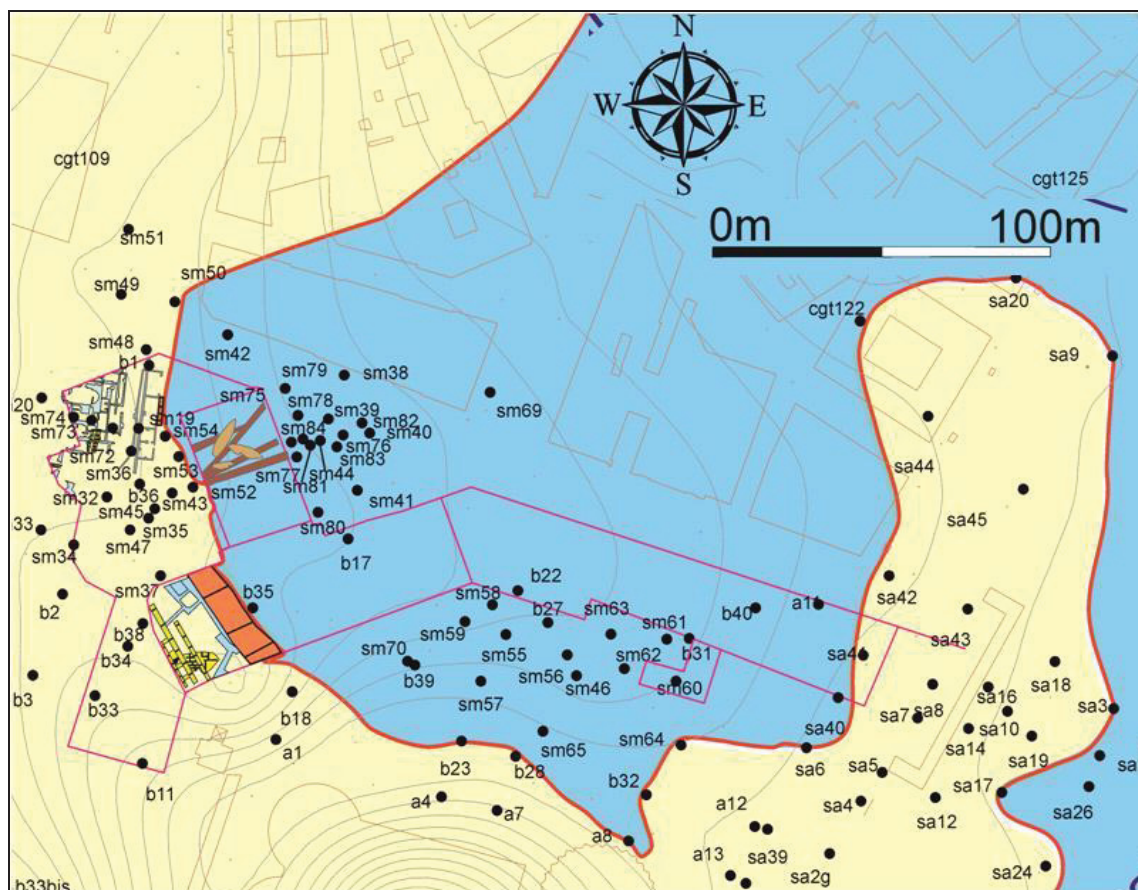


Figura 3.124 – B: Dettaglio nell’area del cantiere “Municipio” della linea di riva Romana ricostruita dalla scrivente.

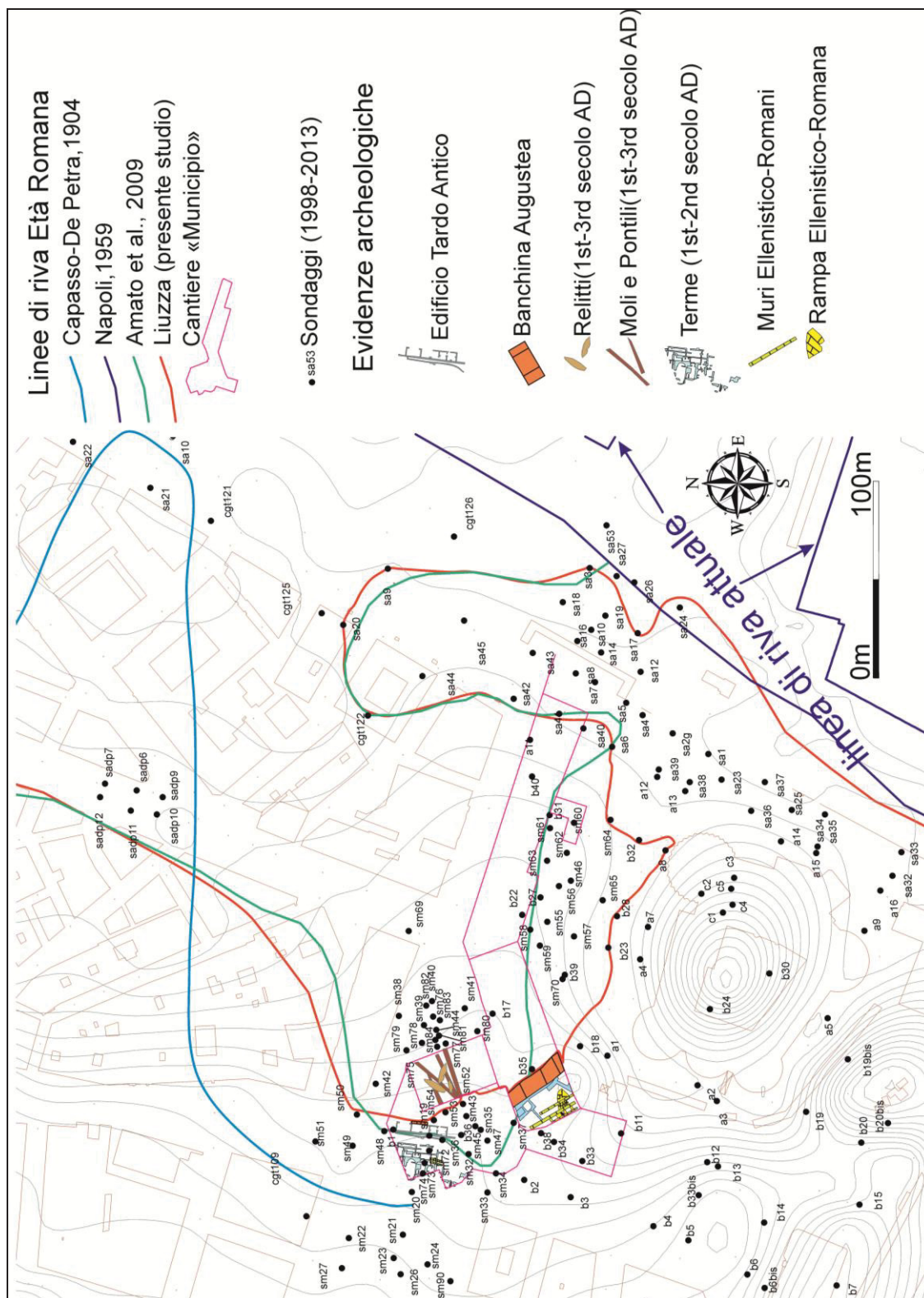


Figura 3.125 – A: Confronto fra la Linee di riva di Età Romana (1st - fine 4th secolo AD) ricostruita dalla scrivente e quella riportata da diverse fonti di letteratura.

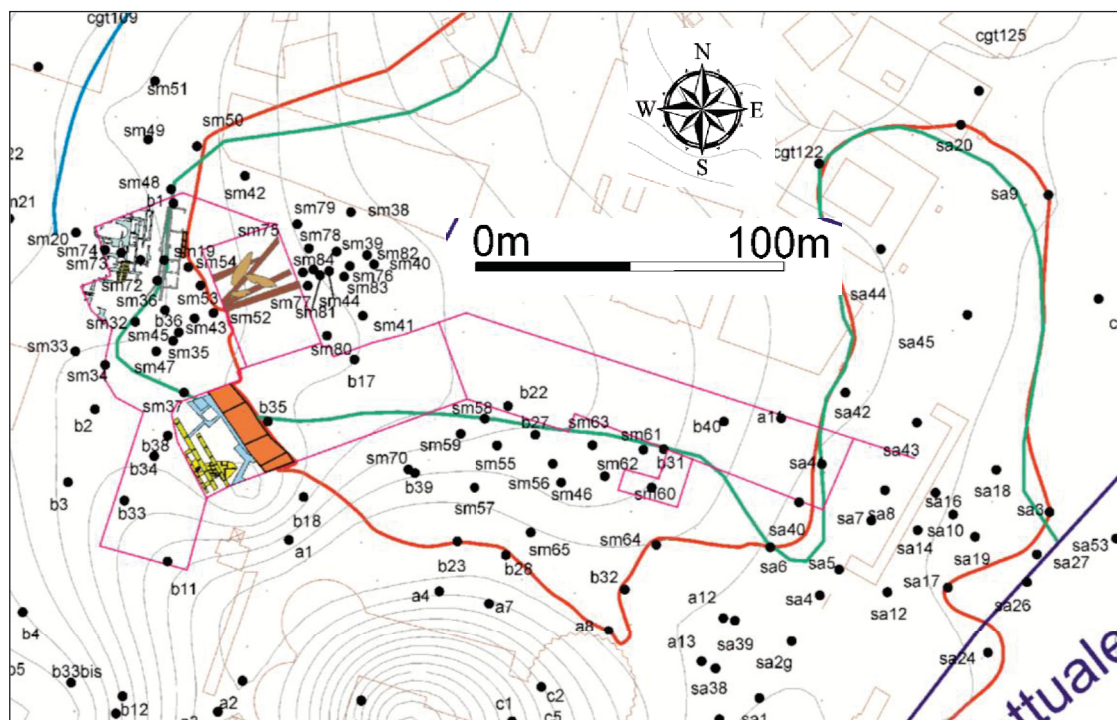


Figura 3.125 – B: Dettaglio su confronto fra la Linee di riva di Età Romana (1st- fine 4th secolo AD) ricostruita dalla scrivente e quella riportata da diverse fonti di letteratura.

3.3.3. Il Porto di Napoli durante la Tarda Antichità

3.3.3.1. Ricostruzione delle linee di riva dalla Tardo Antichità all'Età Moderna

L'obiettivo del presente paragrafo è ricostruire l'assetto planimetrico del Bacino Portuale di Napoli durante la Tarda Antichità (5th-6th secolo AD). A tale scopo, analogamente a quanto fatto per la ricostruzione della linea di riva di Età Romana Imperiale sono stati integrati i dati provenienti da: 1) le analisi paleoambientali dei livelli messi a giorno nell'area di scavo di Linea 6 discusse nei precedenti capitoli (cfr 3.3.2.2 e 3.3.2.3); 2) le interpretazioni di circa 100 stratigrafie di sondaggi geoarcheologici realizzati durante il periodo 1998-2012 dalla società TECNO IN su tutta la pianta della cantiere "Municipio" (Fig. 3.123); 3) l'ubicazione planimetrica delle strutture archeologiche di Età Romana emerse tra il 2002 e il 2013 sempre nell'intera area occupata dal cantiere fornita dagli archeologi della Soprintendenza (Fig. 3.123).

I risultati sono inquadrati nei seguenti due intervalli temporali della Tarda Antichità:

- Prima metà del 5th secolo AD
- Seconda metà 5th secolo AD – 6th secolo AD

Prima metà 5th secolo AD

Come emerso dalle analisi di facies condotte durante le operazioni di scavo nei pozzi “Linea 1 e 6” (cfr 3.3.2.1) e dalle analisi paleoecologiche e tessiturali (cfr 3.3.2.2; 3.3.2.3) eseguite, si evidenzia per questo intervallo temporale, la progressiva chiusura del Bacino Portuale in un ambiente lagunare. Le interpretazioni paleoambientali dei sondaggi geognostici condotte dalla TECNO IN hanno consentito sia di confermare l'impostazione di tale ambiente che di determinare con una buona accuratezza il suo possibile andamento in pianta. In riferimento alle Figg. 3.126A e 3.126B il sondaggio **SM53** individua un sedimento datato al 5th secolo AD in facies di laguna costituito di sabbia fine e limo grigio scuro con incluse fibre vegetali e frammenti di malacofauna di specie lagunari quali il *Cerastoderma glaucum*. Questo sedimento è compreso tra -1,84 m e -2,74m slm. Un analogo sedimento di ambiente lagunare datato generalmente al Tardo Antico è riscontrabile tra -1,76/-1,26 m slm nel sondaggio **SM52**. Immediatamente a nord nel sondaggio **SM54** tra -1,85/-2,25 m slm è intercettata una sequenza di 4th-5th secolo AD di livelli di formazione artificiale in ambiente costiero emerso caratterizzata da sabbia grossolana e ghiaia poligenica ed eterometrica. Procedendo in direzione est a valle della Banchina di Età Augustea il gruppo di sondaggi **SM75-SM76-SM77-SM78-SM79-SM80-SM81-SM83-SM84** intercetta a quote di circa -2,10/-3,50 m slm un sedimento di ambiente lagunare così come riscontrato per i sondaggi precedenti di colore verde-bruno scuro costituito da frammenti di gusci e valve intere specie di il *Cerastoderma glaucum*. Meno di 10 m più ad est del gruppo di sondaggi appena descritto il sondaggio **SM82** intercetta alle quote comprese tra -1,75/-3,95 un deposito di sabbia medio-grossolana prevalentemente costituito da litici vulcanici neri che gli conferiscono un colore scuro a tratti giallo ruggine, nuclei ceramici arrotondati e frammenti di gusci millimetrici e subcentimetrici. In questo sondaggio, diversamente da quanto emerso da quelli precedenti descritti nell'orizzonte altimetrico dei contesti di spiaggia emersa e laguna, si intercettano depositi di sabbie grossolane probabilmente pertinenti ad un cordone litorale che sbarra lo specchio d'acqua della laguna lungo il fronte rivolto al mare aperto. Lo sbarramento, accrescendosi progressivamente verso mare determina l'avanzamento progressivo della linea di costa nelle epoche successive, anche dopo la chiusura della laguna. Il cordone si sviluppava parallelamente all'ipotizzata linea di costa di Età Romana, infatti depositi analoghi per tessitura e per associazioni faunistiche si trovano anche nei sondaggi adiacenti **SM38-SM40-SM41**. Procedendo verso SE un altro gruppo di sondaggi

intercetta i sedimenti lagunari confrontabile sia per altezza stratigrafica che per caratteristiche tessiturali a quelli precedentemente discussi (**SM55-SM57-SM58-SM59**). Questi sono separati verosimilmente da un secondo cordone litorale da tre sondaggi immediatamente più ad est (**SM60-SM61-SM62**) che tra circa -2,75/-4,00m b slm (**SM60-SM61**) e -2,03/-2,83m b slm (**SM62**) perforano fondali francamente marini della Tarda Antichità prossimi alla linea di riva. Il gruppo di sondaggi realizzati a via Acton ha permesso di individuare l'andamento possibile del settore sud occidentale del Bacino: sedimenti di ambiente sommerso e di battigia nei sondaggi **Sa43** e **Sa6** si intercettano alle quote di -4,15/-4,45 m slm mentre nei sondaggi **Sa3** e **Sa13** si rinvencono strutture di 2nd-6st secolo AD in ambiente emerso interpretate come funzionali alla futura installazione del molo medioevale. Alla luce di quanto brevemente descritto si denota che durante l'inizio del 5th secolo AD, il Bacino Portuale dell'antico porto di *Neapolis* vada incontro ad una sua parziale chiusura in un ambiente lagunare rispetto all'intervallo precedente.

Seconda metà 5th secolo AD – 6th secolo AD

In riferimento alle Figg. 3.127A e 3.127B i sondaggi **SM50-SM52** mostrano sedimenti di spiaggia emersa ascrivibile al 5th–6th secolo AD. Il sedimento si presenta costituito da sabbia grossolana e ghiaia eterometrica e poligenica con frammenti ceramici da sub arrotondati a spigoli vivi e litici vulcanici; esso si riviene compreso tra le quote di 0,80/-0,70 m slm (**SM50**) e -1,05/-1,45 m slm (**SM52**). Verso l'alto nel sondaggio **SM52** si assiste ad un passaggio da questo ambiente di sabbia emersa ad uno palustre compreso tra le quote di -0,60/-0,80 m slm che perdura durante il 6th secolo AD. Nei sondaggi limitrofi **SM48** e **SM49** si rinvencono al di sopra dei tracciati viari di Età Imperiale quelli di 5th–6th secolo AD (1,90/1,65m slm). Essi sono sovrastati da una continua successione di tracciati viari sovrapposti che arrivando fino a quote di 2,50 m slm perdura durante tutto la Tarda Antichità e l'Alto Medioevo. Un ambiente di sabbia emersa (-1,85/-0,85-1,14 m slm) che verso il 6th secolo AD passa ad ambiente palustre a quote comprese tra circa -0,50 e -1,00m slm si rinviene anche nei sondaggi immediatamente a sud dei precedenti (**SM53-SM54**). Procedendo verso est **SM75-SM76-SM78-SM80-SM81- SM84** a valle della Banchina di Età Augustea i sedimenti ascrivibili all'ambiente lagunare di inizio Tarda Antichità sono ricoperti da sabbia grossolana a tessitura caotica e poligenica ricca in pomici, litici vulcanici neri e minuti elementi ceramici di ambiente emerso a quote comprese di circa -2,00/-1,40 m slm.

Così come riscontrato nei sondaggi SM53 e SM54 anche per questi il 6th secolo AD mostra l'affermarsi di un ambiente palustre solcato da corsi d'acqua (**SM77-SM78-SM79-SM84**) che verso l'alto si spinge fino a quote di circa -0,50 m slm. Procedendo verso sud, analogamente a quanto descritto per il gruppo di sondaggi immediatamente sopra, si rinviene a quote confrontabili un ambiente continentale che perdura per tutto la Tarda Antichità solcato da canali e interessato da tracciati viari (**SM55-SM57-SM58-SM59**). Un sedimento di battigia datato genericamente alla piena Tarda Antichità si rinviene mediamente alla quota di circa -1,60m slm (**SM64-SM65**). Alla luce di quanto brevemente descritto si denota che durante la fine 5th–6th secolo AD del secolo AD, il Bacino Portuale dell'antico porto Romano di *Neapolis* nell'attuale piazza Municipio si chiude completamente e la linea di riva avanza progressivamente.



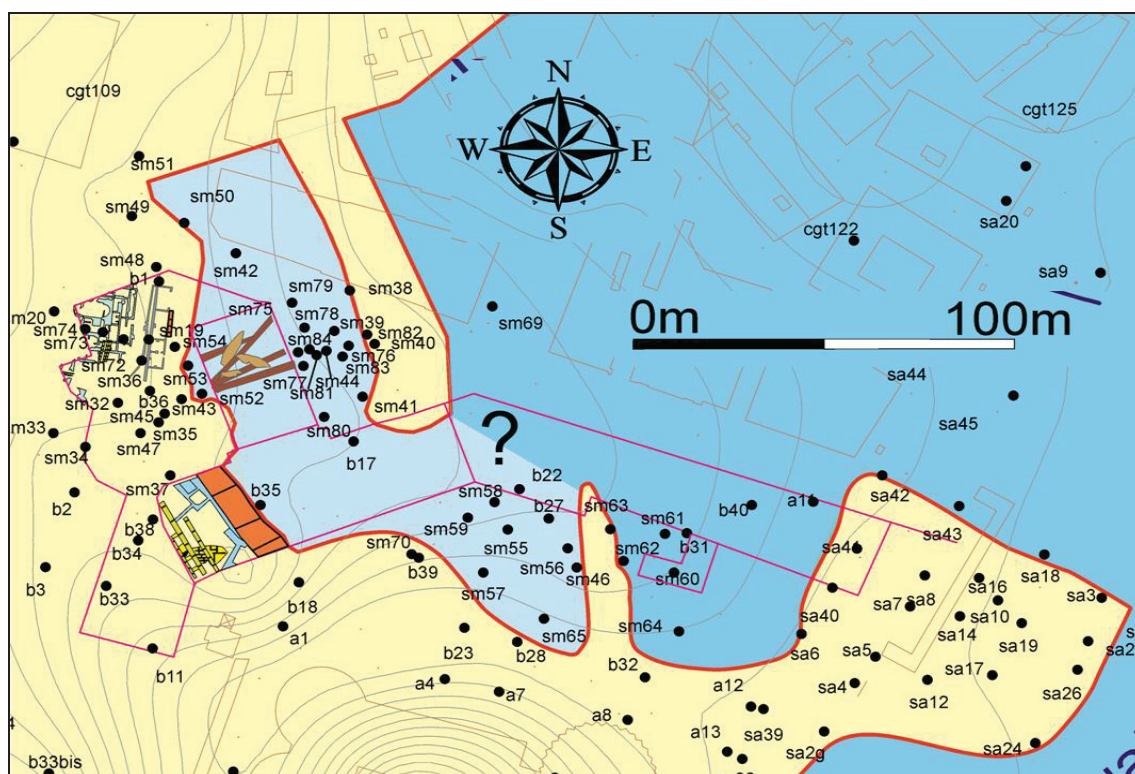


Figura 3.126 – B: Dettaglio nell'area del cantiere “Municipio” della linea di riva della Tarda Antichità (prima metà 5th secolo AD) ricostruita dalla scrivente.

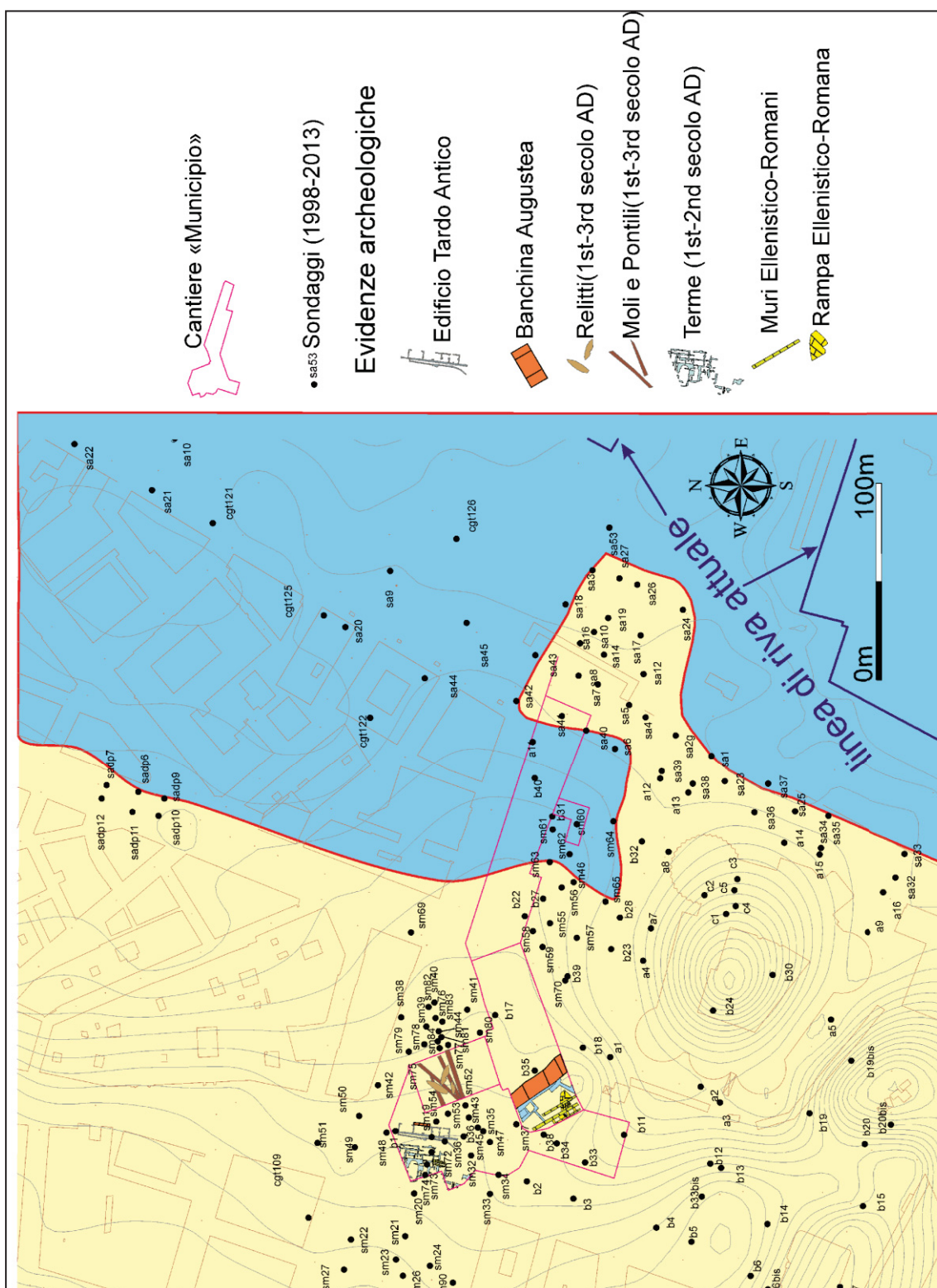


Figura 3.127 – A: Linea di riva della Tarda Antichità (Seconda metà 5th secolo AD –6th secoloAD) ricostruita grazie alle evidenze archeologiche, all’analisi paleoambientale dei sedimenti e dello studio dei sondaggi geognostici.

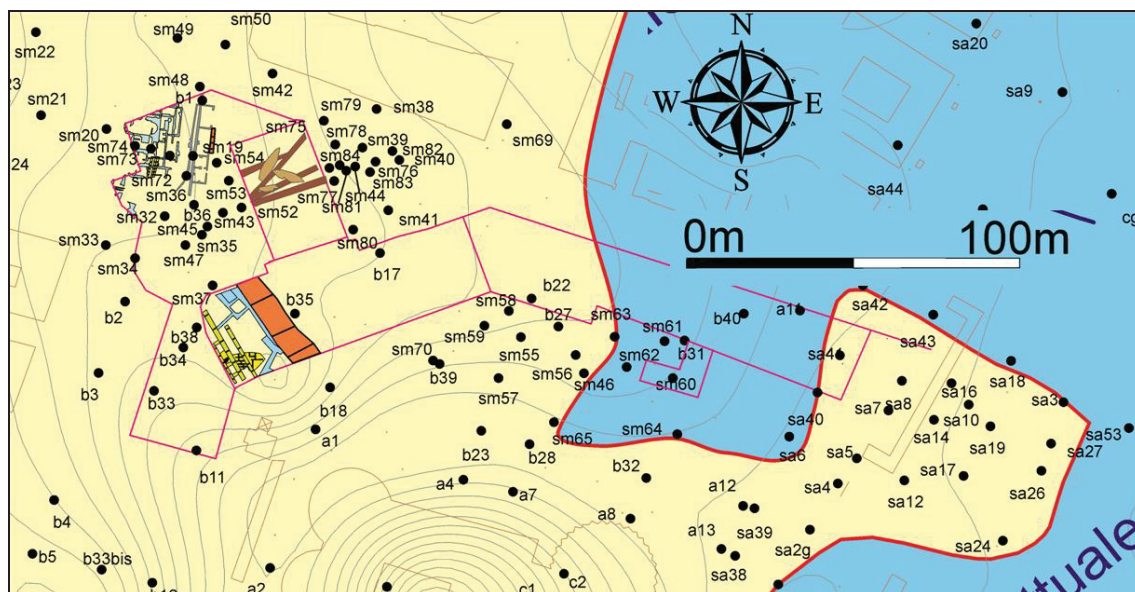


Figura 3.127 – B: Dettaglio nell’area del cantiere “Municipio” della linea di riva della Tarda Antichità (Seconda metà 5th secolo AD –6th secolo AD) ricostruita dalla scrivente.

Si confrontino gli allegati n° 4 e 5 per visualizzare in formato A3 rispettivamente la linea di riva di prima metà 5th secolo AD e di seconda metà 5th secolo AD –6th secolo AD. La ricerca svolta non ha permesso di precisare l’evoluzione della riva nei secoli successivi. Gli scavi sono ancora in corso e i dati archeostratigrafici in fase di elaborazione. Il confronto che si può operare con il primo documento cartografico dell’area (*Lafrery du Pérac, 1566*) dà tuttavia indicazione sulla linea di riva e il porto in Età Moderna (Fig. 3.128). La pianta mostra una linea di riva molto più avanzata con un profilo sagomato da interventi antropici: davanti alla futura piazza Municipio si protendeva un lungo molo detto “Molo Grande” costruito in Epoca Angioina collegato da una stretta strada litoranea verso est ad un altro piccolo Bacino Portuale detto “Molo Piccolo”.

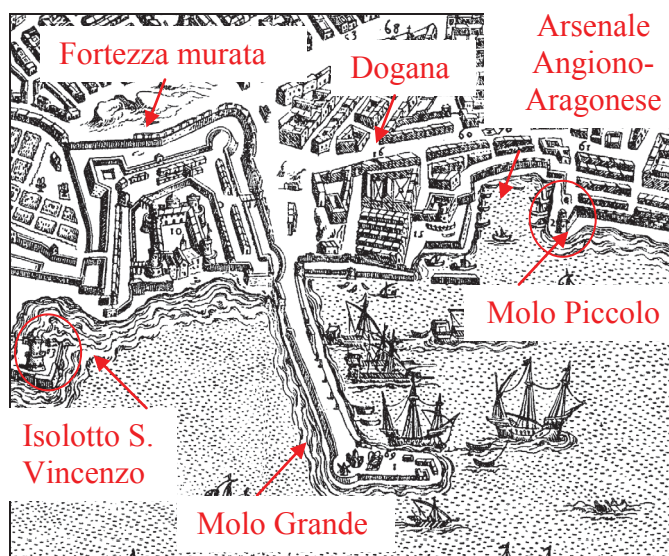


Figura 3.128 - Porto di Napoli nel periodo Vicereale e profilo della linea di riva sagomato da interventi antropici rappresentati in un dettaglio della pianta di Lafrery du Pérac (1566).

Capitolo 4. Discussioni

4.1. Correlazioni stratigrafiche, considerazioni sui moti verticali e sui paleolivelli relativi del mare per il settore di Chiaia e il settore Municipio e ricostruzioni paleogeografiche nell'area di Napoli

Nel presente capitolo vengono individuate le correlazioni stratigrafiche fra le successioni studiate nei due settori costieri del “Baia di Chiaia” e zona “Municipio”, e ne vengono discusse e confrontate le rispettive ricostruzioni paleoambientali (par. 4.1.1). L'analisi che emerge mostra un quadro condizionato anche dall'influenza che i moti verticali olocenici attivi nell'area napoletana hanno avuto nell'evoluzione degli ambienti costieri, così come già evidenziato in Ruello (2008), Romano et al. (2013), Cinque et al. (2011). Pertanto nel par. 4.1.2 verranno discussi e confrontati i comportamenti tettonici dei due settori studiati con i dati esistenti. I moti verticali verranno discussi considerando gli indicatori di paleolivello marino conservati nelle successioni studiate. In particolare per la zona di Municipio la valutazione presentata da Ruello (2008) e da Cinque et al. (2011) circa la possibile posizione del livello del mare relativo del 5th secolo AD verrà confrontata con un nuovo dato proposto dalla scrivente, desunto dalle informazioni ottenute dagli studi condotti nel pozzo di stazione Linea 6 nel cantiere Municipio nel corso del presente studio. In ultimo (par. 4.1.3), il confronto e le correlazioni, integrati con la ricostruzione del DEM di Napoli (cfr. cap. 3.1.), permetteranno di pervenire ai possibili scenari paleogeografici della città in diversi intervalli temporali. Come specificato nel Cap. 1., per la Baia di Chiaia, a causa di motivi logistici di campo, ed a causa di tempistiche che hanno visto partecipare la scrivente solo alle ultime fasi di attività di scavo nel cantiere di S. Pasquale, non è stato possibile effettuare campionature di log delle successioni stratigrafiche portate alla luce nelle aree di scavo (cantieri di S. Pasquale ed Arco Mirelli). In queste ultime, come scritto in precedenza (cfr. 3.2.2.1 e 3.2.2.2) lo studio condotto dalla scrivente si è incentrato sulla sola osservazione macroscopica della successione stratigrafica in sezioni di scavo, ed è stato basato esclusivamente sulla determinazione in campo e in foto di: litologia, geometrie deposizionali, variazioni latero-verticali dei sedimenti, strutture sedimentarie. Questo tipo di approccio, poiché non suffragato da alcun tipo di analisi specifica su campioni mirata sia alla definizione tessiturale (analisi granulometriche) che a quella paleoecologica (analisi di macro-microfauna) ha consentito di discriminare i contesti deposizionali senza pervenire alla definizione puntuale dei paleoambienti. Tuttavia la presenza frequente di caratteri diagnostici quali strutture sedimentarie specifiche (i.e. ripples, laminazione piano parallela, incrociata

concava) congiuntamente all'analisi macroscopica suddetta, ha consentito di avanzare ipotesi verosimili dei possibili ambienti di deposizione. Per contro, (cfr 3.3) la definizione dei paleoambienti avanzata da un approccio di studio condotto a Municipio più approfondito (indagini di campo, analisi di laboratorio tessiturali e paleontologiche su log differenti, analisi cartografica, studio di una ricca bibliografia, lettura di sondaggi geoarcheologici) è risultata essere affetta da un maggior grado di precisione e veridicità rispetto a quanto solo ipotizzato lungo il litorale di Chiaia. La correlazione stratigrafico-paleoambientale che viene qui discussa si avvale di un record cronostratigrafico della medesima alta risoluzione per entrambi i settori di studio (scala di dettaglio temporale dell'ordine del secolo) resa possibile sia dalla presenza di resti archeologici (in entrambi i settori) che di tefra (solo settore di Chiaia). Le evidenze archeologiche (strutture e ceramiche) e il livelli vulcanici studiati rispettivamente dagli archeologici della Soprintendenza e dal Dotto.re Mauro Di Vito dell'Osservatorio Vesuviano, hanno consentito di vincolare temporalmente e precisamente ciascun sedimento della successione (cfr. Cap. 1.). Tuttavia le successioni indagate nei due settori costieri di Chiaia e Municipio non coprono il medesimo intervallo temporale, risultando quella esposta a Riviera di Chiaia più antica (inizia dall'Età Pre-protostorica e si sviluppa sino all'Età Moderna. La correlazione stratigrafica fra i due settori sarà riferita quindi al periodo compreso fra l'Età Romana e per la Tarda Antichità. Per la parte più antica si faranno ricostruzioni comparative negli schemi paleogeografici che verranno proposti a valle delle correlazioni utilizzando anche i dati esistenti in letteratura per il settore orientale della città (*Irollo, 2005; Giampaola et al., 2004 e 2006; Giampaola e Carsana, 2005; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009*). Tenendo conto delle premesse su citate, si effettueranno di seguito correlazioni tra 4 colonne stratigrafiche di sintesi: una per il cantiere San Pasquale, una per quello di Arco Mirelli e due rispettivamente per l'area più interna e più esterna del Bacino Portuale Romano emerso nel cantiere di Municipio. Queste ultime sono le verticali V1 e V3 già discusse nel cap. 3.3.2.4, che rappresentano la sintesi della successione stratigrafica ricostruita nell'area del Bacino Portuale. I confronti e correlazioni stratigrafico-paleoambientali di seguito descritte riguarderanno per semplicità di esposizione differenti macro intervalli temporali: Età Pre-Protostorica-Greco/Romana-Tarda Antichità ed Età Moderna. I limiti fra questi intervalli non trovano riscontro in significative variazioni paleoambientali, ma come detto sono stati scelti arbitrariamente. Anche la correlazione delle due zone studiate in termini di ricostruzione paleogeografica viene effettuata sull'elaborazione di

macro-step temporali (i medesimi di cui si è tenuto conto nelle correlazioni stratigrafico-paleoambientali). E' chiaro che nel settore della Baia di Chiaia, per i medesimi motivi che non hanno consentito di definire in maniera puntuale i paleoambienti deposizionali ma solo di avanzarne ipotesi plausibili, la ricostruzione della paleogeografia elaborata risulta possedere un grado di attendibilità inferiore rispetto a quella del settore di Municipio.

4.1.1. Correlazioni stratigrafiche-paleoambientali (Fig.4.1)

Il periodo Preistorico è individuato solo nella successione messa a giorno nel cantiere di San Pasquale. Si tratta di un sedimento spesso circa 2 m (quote assolute da circa -6m a circa -5,20 m slm) di sabbia fine monogenica con stratigrafizzazione a festoni e top conformato a ripple da onda di ambiente marino sommerso. Lenti diffuse di ciottoli a luoghi intercalati potrebbero interpretarsi come sporadici input torrentizi. Sia a San Pasquale che ad Arco Mirelli il passaggio verso l'alto nell'intervallo cronostratigrafico successivo (Età Protostorica) è ben individuato da livelli di tefra (eruzioni di Avellino, Agnano Monte Spina e Astroni; che vincolano cronologicamente la successione. Nel dettaglio i livelli vulcanici presentano uno spessore maggiore ad Arco Mirelli di circa 3,50 m (quote assolute di rinvenimento: c.a. -7,40/-4,20m slm) mentre a San Pasquale essa risulta spessa mediamente meno di 1m. Malgrado i differenti spessori, frutto probabilmente di fenomeni erosivi di differente entità, le unità vulcaniche presentano delle caratteristiche macroscopiche confrontabili: solchi e creste, vasche larghe e profonde interessano il maniera diffusa il top dei prodotti dell'eruzione di Agnano Monte Spina e Astroni. Alla scala di sito tali evidenze di erosione e di rimaneggiamento hanno fatto propendere per l'ipotesi di un ambiente deposizionale di tipo marino costiero in acqua bassa prossimo alla linea di riva (ambiente di piattaforma di abrasione). L'intervallo cronostratigrafico successivo presente in tutte le successioni messe a giorno nei cantieri è relativo all'Età Greco-Romana. Gli spessori dei sedimenti ascrivibili a questo intervallo temporale sono molto diversi nelle tre aree di scavo. Essi sono di circa 2 m ad Arco Mirelli, e raramente raggiungono il metro a San Pasquale; a Municipio invece sono di 3,7 m nelle zone più distali del Bacino Portuale e di circa 2 m presso la Banchina di Età Augustea (cfr 3.3.2.1 e 3.3.2.4). Ne consegue che la successione stratigrafica per questo periodo è molto più condensata alla Baia di Chiaia di quanto appaia nel settore Municipio. Tali differenze in termini di spessore possono trovare risposta in differenze di paleomorfologia ed esposizione del litorale nei due

settori di studio. In particolare, a Municipio la successione ha messo in luce i fondali del Bacino Portuale Greco-Romano che, come visto qui ricoprono un intervallo temporale compreso tra il 2nd secolo BC (Periodo Ellenistico) e la prima metà del 5th secolo AD. Si tratta di sedimenti costituiti da sabbia, da media a grossolana nelle zone interne del bacino che diventa progressivamente più limosa spostandosi verso il mare aperto. I sedimenti risentono fortemente delle pressioni antropiche che si manifestano: 1) con più fasi di dragaggi, eseguiti per ovviare l'elevato apporto sedimentario durante il 1st secolo AD (cfr 3.3.2.2); 2) con la ricca presenza di ceramiche nella successione stratigrafica (cfr 3.3.2.1). I livelli delle successioni stratigrafiche emerse alla Baia di Chiaia relativi al medesimo intervallo temporale (2nd secolo BC- 4th secolo AD) sono stati assegnati sulla base delle osservazioni macroscopiche di campo ad un ambiente che da spiaggia sommersa tende all'emersione (cap 3.2.2.1 e 3.2.2.2). Nel cantiere di Arco Mirelli si rinvencono, infatti, sistemi sovrapposti e progradanti di livelli di sabbia medio grossolana poligenica e clinostratificata verso mare che passano in eteropia a livelli di sabbia più fine interessata da ripple e stratificazione incrociata concava. Queste caratteristiche hanno indotto ad ipotizzare, per tale periodo, l'impostazione di sistemi sovrapposti e progradanti di battigie e spiagge sommerse. Anche lungo il litorale di Chiaia l'Età Romana sembra registrare diffusamente la presenza antropica: abbondanti accumuli ceramici di 3rd secolo AD si rinvencono nella successione al passaggio tra l'ambiente di spiaggia sommersa e quella emersa. L'intervallo cronostratigrafico successivo rinvenuto nei tre cantieri è relativo al periodo della Tarda Antichità. Sia a San Pasquale che ad Arco Mirelli esso si manifesta con una potente successione spessa da 2 a 3 m costituita da depositi più grossolani, eterometrici e poligenici rispetto a quelli riscontrati nei precedetti periodi. A luoghi i sedimenti sono incisi da solchi di erosione a loro volta riempiti da materiale eterometrico in giacitura caotica (cfr 3.2.2.1 e 3.2.2.2). Queste evidenze di campo hanno indotto a pensare che durante questo periodo la zona costiera in esame fosse emersa e soggetta a frequenti apporti torrentizi. Nel cantiere di Municipio le prime fasi della Tarda Antichità sono invece ancora caratterizzate da sedimenti con caratteristiche tessiturali e paleoecologiche tipiche dell'ambiente marino infratidale. A mano a mano che si sale stratigraficamente nella successione i livelli sedimentari della Tarda Antichità mostrano i caratteri tessiturali e paleoecologici tipici di un ambiente lagunare e poi nella parte alta nuovamente di ambiente marino infralitorale. La successione stratigrafica della Tarda Antichità si chiude intorno -1,40 m slm nelle zone più interne del Bacino Portuale mentre in quelle

più distali, a circa 0 m slm, dove paleosuoli indicano il definitivo passaggio ad un ambiente emerso. Nel settore di Chiaia invece a circa 0 m slm sono rinvenuti sedimenti con caratteristiche sedimentologiche macroscopiche analoghe a quelli della Tarda Antichità, ma ascrivibili al Basso Medioevo nel cantiere di San Pasquale e all'Età Moderna in quello di Arco Mirelli. In generale i ripetuti salti di facies e le superfici erosive che si rinvencono ripetutamente nella successioni stratigrafiche portate a giorno nell'area del cantiere SP e AM (Fig. 4.1) denotano il verificarsi continuo di fenomeni erosivi da parte di ripetuti apporti alluvionali e dall'azione del mare in un litorale esposto alle traversie marine come risulta essere la Baia di Chiaia.

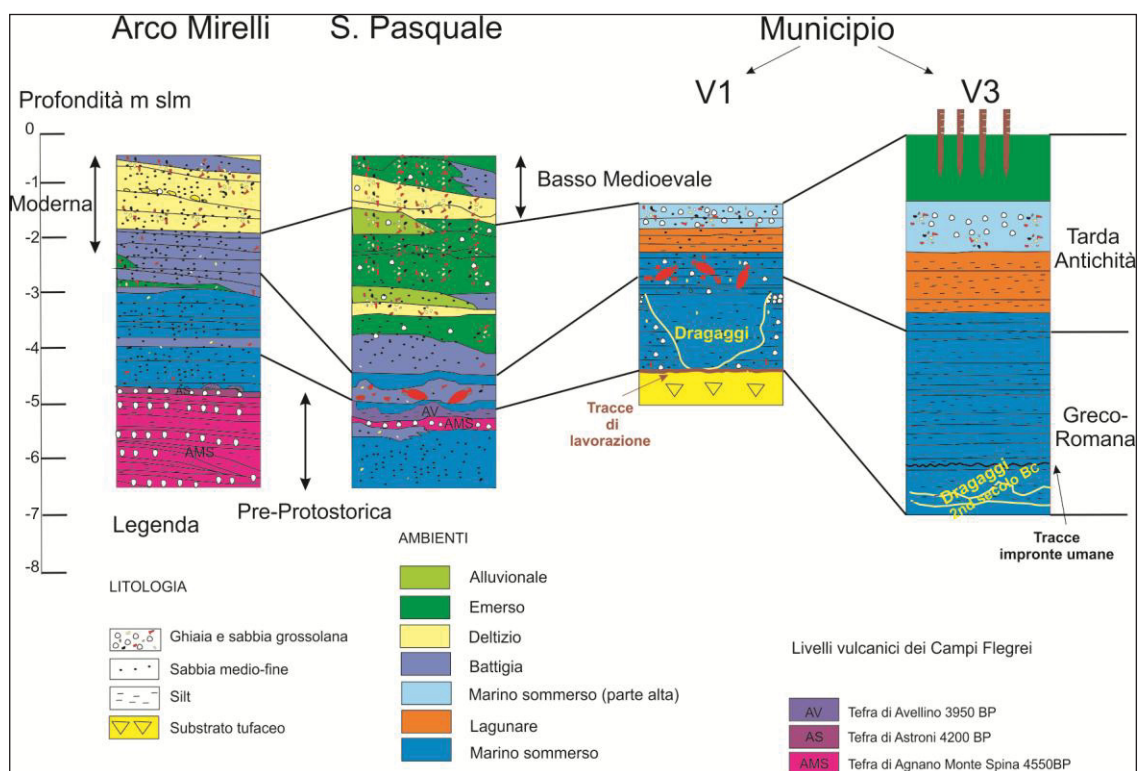


Figura 4.1 - Correlazioni stratigrafico-paleoambientali tra le successioni stratigrafiche rinvenute nel cantiere Arco Mirelli, San Pasquale e Municipio.

4.1.2. Considerazione sui moti verticali e sui paleolivelli relativi del mare nell'area di Napoli

Baia di Chiaia

Alla luce di quanto evidenziato sopra, e di quanto discusso in Romano et al. (2013), le successioni stratigrafiche emerse lungo la Baia di Chiaia e nel settore di Municipio hanno mostrato un generale trend di evoluzione paleoambientale da un contesto di spiaggia sommersa ad uno di spiaggia emersa durante il Medio-Tardo Olocene. Ad Arco Mirelli tale evoluzione paleoambientale comincia a cogliersi in particolar modo a

partire dall'Età Romana. Qui i livelli progradanti di battigia iniziano a registrarsi nella successione interrompendo la sequenza pressochè continua di livelli sommersi e vulcanici depositi in acqua nell'intervallo cronostratigrafico Pre-Protostorico precedente. Tali depositi di battigia si collocano tra -3,70 m/-3,80 m slm (prima metà del 1st secolo AD); a -2,90 m slm (seconda metà 1st secolo AD) e tra -2,00/-2,60 m slm (prima metà 3rd secolo AD). A San Pasquale, invece, nell'Età Romana non sembrano registrarsi decisi passaggi da un ambiente subacqueo ad uno subaereo, ma piuttosto deboli oscillazioni ritmiche tra ambienti di battigia intercalati a quelli di mare basso (cfr. 3.2.2.1). Per la Baia di Chiaia le battigie di questo periodo si presentano ghiaiose e ripetutamente troncate al top da superfici erosive. Queste evidenze, unitamente ai ridotti spessori nei depositi di Età Greco-Romana, testimoniano la conformazione di un litorale piuttosto esposto alle traversie meteo-marine. L'evidenza di questi depositi di Età Romana ascrivibili ad ambienti di battigia sia a San Pasquale che ad Arco Mirelli rinvenuti oggi a quote inferiori al livello del mare attuale e del supposto coevo livello eustatico in aree stabili (*Pirazzoli, 1987*) suggerisce che l'area della Baia di Chiaia sia stata interessata da fenomeni di subsidenza (*Romano et al., 2013*). Questi autori deducono la presenza di moti verticali dell'intera Baia di Chiaia non soltanto nel periodo Romano ma durante tutto il Medio-Tardo Olocene, avvalendosi di altri sedimenti ascrivibili ad ambienti deposizionali prossimi al paleolivello marino presenti a varie altezze stratigrafiche sia nel cantiere di Arco Mirelli che di San Pasquale (Fig. 4.2).

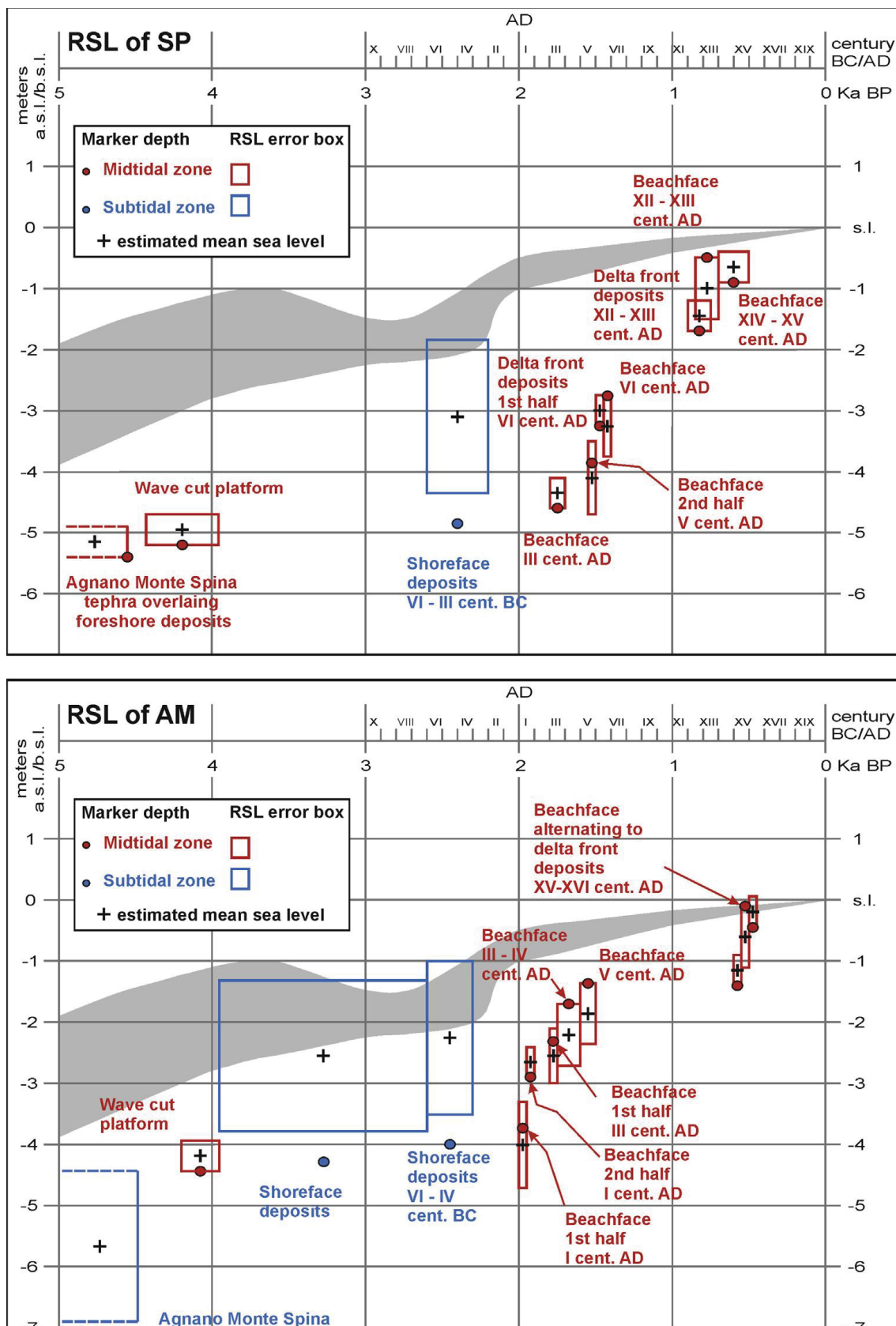


Figura 4.2 - Posizioni del livello del mare relativo, durante gli ultimi 5000 anni lungo la costa di Chiaia, ottenuta plottando età/profondità degli indicatori del livello del mare riconosciuti negli scavi di Arco Mirelli e S.Pasquale. La banda grigia è la curva eustatica proposta da Cinque et al., 2011.

Agli indicatori di livello marino Romano et al. (2013) hanno attribuito delle barre di errore nella stima dei paleolivelli marini relativi sulla base delle osservazioni e comparazioni dei moderni ambienti sedimentari e dei riferimenti alla letteratura corrente (Barra et al., 1996; Pirazzoli et al., 1996; Vott, 2007; Morhange et al., 2001; Amato et al., 2009; Cinque et al., 2011). Sulla base del confronto tra i paleolivelli marini ricostruiti e le curva eustatica proposta in Cinque et al. (2011) che tiene conto dei dati estratti dalla letteratura sulle oscillazioni del livello del mare in aree stabili lungo le coste del mediterraneo occidentale (Schmiedt, 1972; Pirazzoli, 1987; Alessio et al., 1994; Barra et al., 1996; Morhange et al., 2001; Lambeck et al., 2004), Romano et al. (2013) evidenziano un generale trend di subsidenza interessante la Baia di Chiaia, dall'Età del Bronzo fino all'Età Moderna. Il valore medio di subsidenza stimato in tutto il Medio-Tardo Olocene si attesta intorno ad 1mm/a. Tale valore sembra consistente con la tendenza della tettonica regionale per il Graben Campano (Cinque et al., 2011) Romano et al., 2013 valutano, inoltre, periodi di subsidenza accelerata per la Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) e per l'Età Moderna (12th-15th secolo AD) dell'ordine di 4-6mm/a. In particolare, si evince che gli alti tassi di subsidenza sono in fase con alcune specifiche fasi di bradisismo negativo (abbassamento del suolo), registrate a Pozzuoli da diversi autori (Parascandola, 1947; Cinque et al., 1991; Morhange et al., 2006). Dunque è molto probabile che la zona di Chiaia pur essendo inserita nelle dinamiche tettoniche a scala regionale, risenta anche, data la stretta vicinanza spaziale, degli andamenti vulcano-tettonici della caldera Flegrea. La risalita relativa del livello del mare valutata per il settore di Chiaia per tutto il periodo Medio-Tardo Olocenico è dell'ordine di circa 5m.

Settore di Municipio

Come in precedenza accennato (cfr 3.3.2.1) lo studio condotto dalla scrivente ha evidenziato la presenza di una successione di ostreidi incrostati lungo tutto il fronte della Banchina Augustea rinvenuta nel pozzo di stazione Linea 6 del cantiere Municipio. È noto che la seconda metà del '900 ha visto lo svilupparsi dell'uso di indicatori biologici fissati alle strutture archeologiche nell'ambito delle ricostruzioni dei cambiamenti del livello relativo del mare durante l'Olocene (Stephenson and Stephenson, 1949; Schmiedt, 1972; Peres and Picard, 1964; Leung Tack Kit, 1972; Patriti, 1976; Specchi et al., 1976; Pirazzoli, 1976, 1979-1980; Laborel and Laborel-Deguen, 1994; Laborel et al. 1994; Morhange et al. 1994, 2001; Devillers et al. 2007;

Georges et al. 2010). Così come ampiamente attestato in molti recenti lavori l'accuratezza fornita da questi indicatori nell'esplorazione dei livelli del mare del passato (*Laborel and Laborel-Deguen, 1994; Laborel et al. 1994; Morhange et al. 1994, 2001*) risulta dell'ordine centimetrico. Pertanto, la comprovata affidabilità e precisione degli indicatori biologici ha consentito la ricostruzione della storia dei cambiamenti relativi del livello del mar Mediterraneo nord occidentale negli ultimi 5000 anni a partire da dati provenienti da aree tettonicamente stabili della Francia (*Laborel et al. 1994; Morhange et al. 2001*). Di recente sono state condotte ricerche con un analogo approccio atte alla ricostruzione paleoevolutiva delle oscillazioni del livello relativo del mare negli ultimi 2000 anni anche in aree complesse caratterizzate da un'attiva e vivace vulcano-tettonica, quali il distretto dei Campi Flegrei in Italia Meridionale (*Morhange et al. 2006*). Tali considerazioni hanno dunque spinto la scrivente ad utilizzare gli ostreidi rinvenuti sul fronte della Banchina di Età Augustea per implementare le conoscenze proposte in Ruello et al. (2008) e Cinque et al. (2011) in termini di ricostruzione dei paleolivelli marini per l'intervallo cronologico Romano-Tardo Antico nella zona di Municipio. In particolare su substrati duri (falesie e banchine), il limite tra le zone mediolitorali e infralitorali è generalmente caratterizzato da un improvviso cambio nella composizione qualitativa e quantitativa di alghe e organismi marini. Tale limite è detto *biological mean sea level* (*Laborel and Laborel-Deguen, 1994*). In riferimento a tali considerazioni il livello più alto degli ostreidi rinvenuto sulla Banchina $-1,60 \pm 0,10$ m slm oblitterato da un sedimento di seconda metà del 5th secolo AD rappresenta un chiaro indicatore della posizione del livello relativo del mare proprio per tale periodo (Fig. 4.3). Come descritto nel cap. 3.3.2.1 e indicato nelle sezioni AA' allegato 1, la Banchina Augustea in parete verticale presenta una morfologia spiccatamente concava proprio in corrispondenza del top del livello degli ostreidi. Tale morfologia può dunque essere rappresentativa di una più lunga fase di stazionamento marino. In particolare anche tenuto conto della colonna d'acqua funzionale al pescaggio delle imbarcazioni presso la Banchina Augustea è possibile pensare di estendere la posizione del livello del mare di $-1,60\text{m} \pm 0,10\text{m}$ indietro nel tempo fino almeno al periodo di messa in opera della struttura stessa.

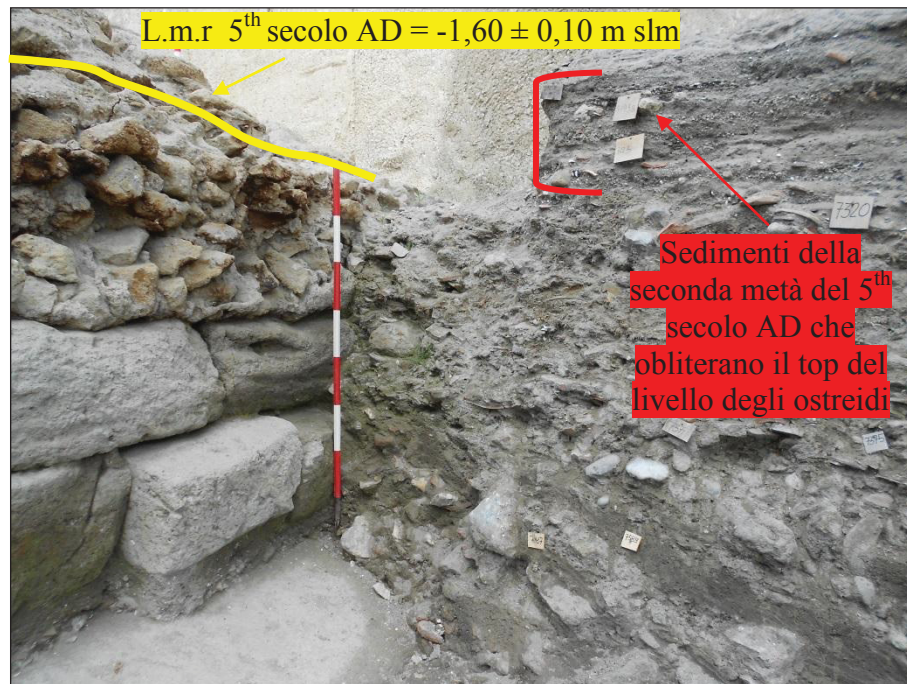


Figura 4.3 - Quota assoluta del l.m.r. di 5th secolo AD evidenziata dal top degli ostreidi sulla fronte della Banchina Augustea rinvenuta nel pozzo di stazione di Linea 6-Cantiere Municipio.

Il nuovo dato del paleo livello relativo del mare ha consentito di implementare le precedenti ricostruzioni dei moti verticali del suolo e dei cambiamenti del livello del mare durante il Medio-Tardo Olocene (*Ruello, 2008; Cinque et al., 2011*). Nello studio di Cinque et al., 2011 viene evidenziato un generale trend di subsidenza che perdura durante il Medio-Tardo Olocene (Fig. 4.4).

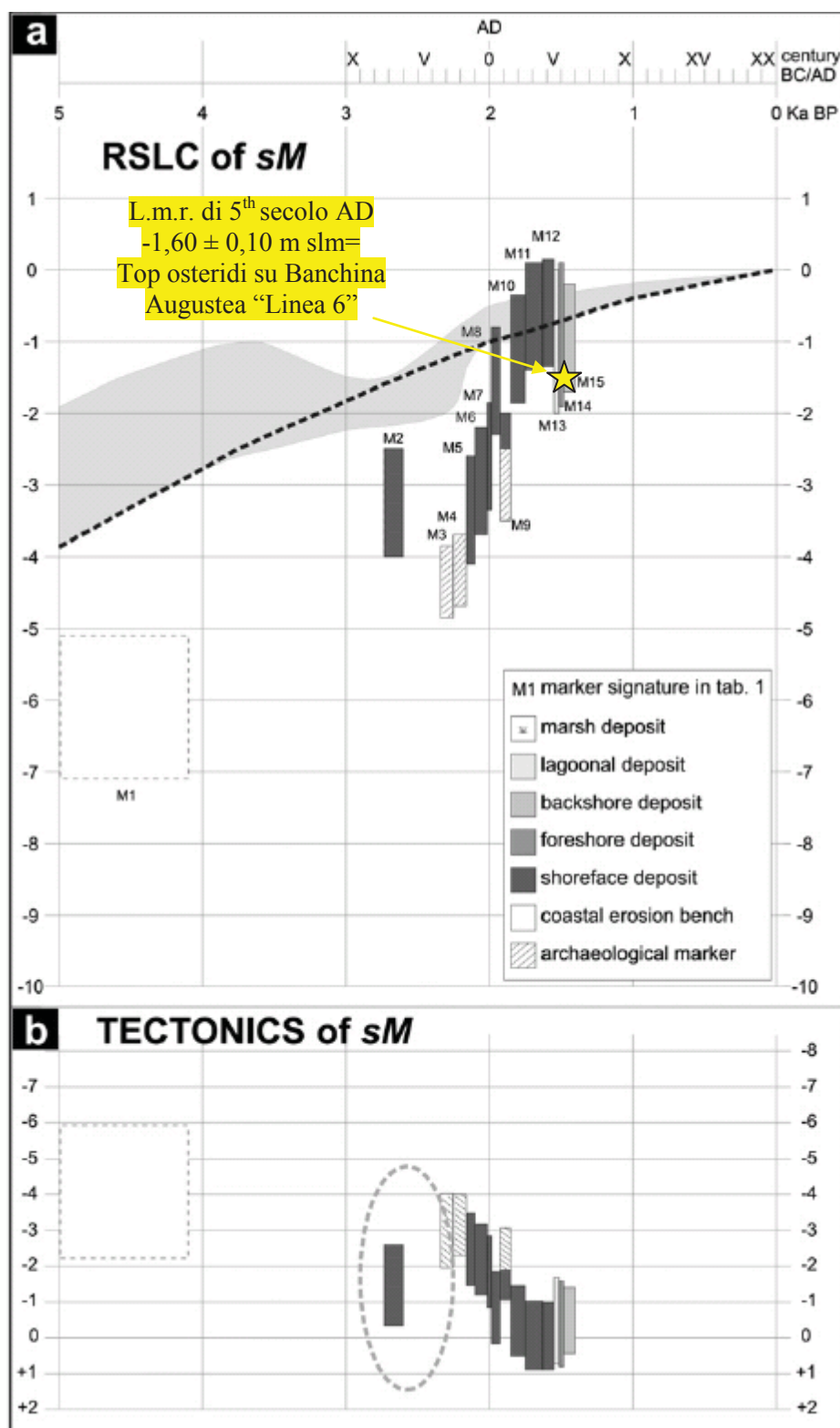


Figura 4.4 - Ricostruzione dei livelli relativi del mare e della storia tettonica occorsa nel settore Municipio Linea 1 durante il Medio-Tardo Olocene (Cinque et al., 2011). La stella indica la quota assoluta del l.m.r. di 5th secolo AD evidenziata dal top degli osteridi sulla fronte della Banchina Augustea rinvenuta a Linea 6 e proposta nel presente lavoro.

Ruello (2008) e Cinque et al. (2011) sulla base di differenti indicatori sedimentari rinvenuti nel pds di Linea 1 del cantiere Municipio hanno stimato gli andamenti dei movimenti verticali del suolo per il Tardo Olocene con una procedura analoga a quella utilizzata per il settore di Chiaia. Come poi adottato in Romano et al. (2013) gli autori utilizzano tutto il record stratigrafico emerso attribuendo barre di errore diverse per la stima dei relativi paleolivelli marini per ciascun tipo di indicatore paleoambientale rinvenuto (i.e. battigie; spiaggia emerse; spiagge sommerse; lagune). In tal modo essi ricostruiscono la storia evolutiva dei moti verticali dell'area con la precisione della scala temporale dell'ordine del secolo. Nel dettaglio, focalizzando l'attenzione sul periodo Ellenistico-Romano, i fondali marini rinvenuti nel pozzo di stazione Linea 1 nella successione stratigrafica, sono tutti più bassi del livello attuale in quanto compresi tra circa -6 e circa -4 m slm (marker da M7 a M10 in Fig. 4.4). Il livello del mare relativo proposto dagli autori, mediato su tutto l'arco temporale romano risulta compreso in una barra di errore di circa 3 m (quote assolute della barra di errore della posizione del livello relativo del mare -3,50/-0,35m slm). Anche per la Tarda Antichità la posizione degli indicatori utilizzati (laguna e battigia: marker 13 e 14 Fig. 4.4) per la stima del corrispondente paleolivello marino si trova al di sotto del livello del mare attuale. Il paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità ricostruito da Ruello (2008) e Cinque et al. (2011) oscilla tra +0,10 e -1,90 m. Esso in particolare è riferito al primo livello di battigia che oblitera l'antico Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis*. Come evidente, sebbene l'indicatore sedimentologico (battigia) rinvenuto a Linea 1 usato in Ruello (2008) e Cinque et al. (2011) per la stima del paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) sia affetto da un maggior grado di incertezza rispetto al coevo indicatore usato dalla scrivente in Linea 6, si nota che le valutazioni sulla posizione del paleolivello del mare relativo ottenute in entrambi i casi sono ben correlate tra loro: il paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) ottenuto dalla scrivente è ben inserito nel range indicato in Cinque et al., 2011 (Fig. 4.5). In aggiunta l'ipotesi, discussa in precedenza, di estendere la posizione del livello del mare di -1,60 m \pm 0,10m indietro nel tempo fino almeno al periodo di messa in opera della struttura stessa potrebbe anche essere avvalorata dal fatto che il valore di 1,60m \pm 0,10m ben si inserisce nella barra di errore del paleolivello relativo del mare proposta per l'intero periodo Romano (3,50/-0,35 m slm) in Ruello (2008) e Cinque et al. (2011). In generale dunque la storia tettonica dell'intero litorale studiato è caratterizzata da una prevalenza nei fenomeni di abbassamenti del suolo rispetto a quelli

di sollevamento. Il valore medio di subsidenza a scala regionale registrato in entrambi i settori per tutto l'arco temporale studiato (Età Pre-Protostorica-Età Moderna) è ben correlato a quello registrato (circa 1mm/a) (*Milia et al., 2003; Bellucci, 1994, 1998; Bruno et al., 2003*). Alla subsidenza regionale va tenuta in considerazione l'azione del sistema di faglie connessa alla MSFZ esplicatesi con fenomeni di accelerazione nei tassi di subsidenza.

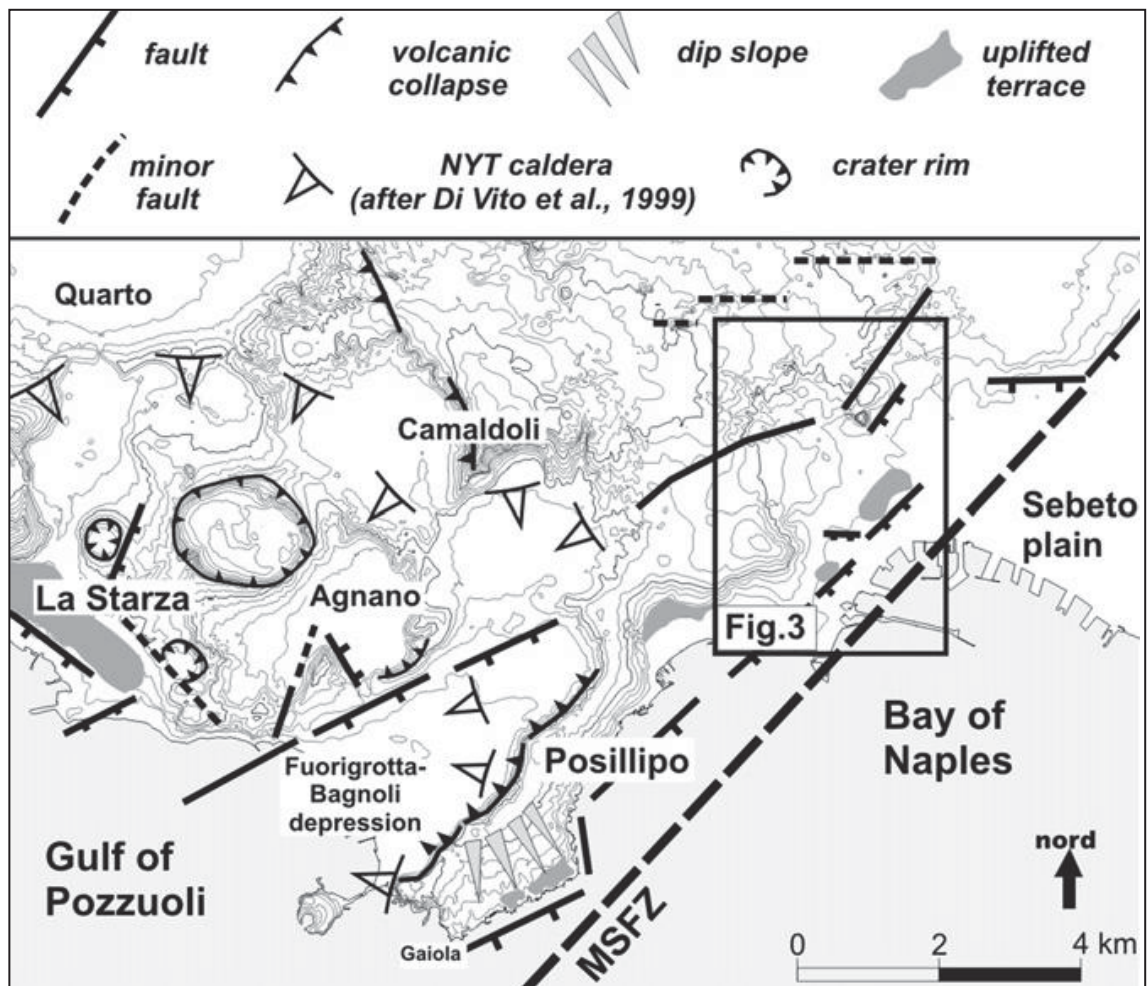


Fig. 4.5 - Principali lineamenti strutturali e morfostrutture nella città di Napoli (Cinque et al., 2011).

Tendenzialmente il settore di Chiaia, con brevi interruzioni nel trend di subsidenza che si alternano ai su citati aumenti nei ritmi degli abbassamenti verticali del suolo, sembra risentire maggiormente rispetto all'area di Municipio degli effetti vulcanotettonici del attiguo distretto vulcanico Flegreo.

4.1.3. Ricostruzioni paleogeografiche

In quest'ultimo paragrafo viene proposta l'evoluzione paleogeografica ricostruita lungo il litorale di Napoli. Come su detto, la ricostruzione di scenari paleogeografici è riassunta nell'elaborazione di quattro carte paleogeografiche visualizzate sul DEM della città elaborato dalla scrivente (cell size: 5m cap. 3.1) Gli intervalli presi in considerazione in questa elaborazione riguardano l'Età Protostorica-Greco/Romana-Tarda Antichità ed Età Moderna. Le ricostruzioni proposte di seguito e riportate sugli schemi paleogeografici mostrano i principali cambiamenti paleoambientali ricostruiti integrando tutti i dati stratigrafici originali esposti nel presente lavoro di tesi emersi nelle aree dei cantieri di Arco Mirelli, San Pasquale e Municipio. Al fine di produrre una ragionata storia evolutiva del contesto paleogeografico, le ipotesi paleoambientali avanzate grazie a tutti gli studi effettuati sulle stratigrafie di cantiere, sono state integrate da una ricostruzione della topografia e della geomorfologia dell'area di studio. Quest'ultima si è concretizzata dunque nell'elaborazione della topografia di dettaglio della città sia mediante curve di livello che mediante Modello Digitale del Terreno (cfr. 3.1). La lettura di quest'ultimo in particolar modo, ha portato a valutare le principali caratteristiche del paesaggio retrostante le aree di scavo. Grazie alla lettura morfologica e topografica svolta sul DEM si sono potute identificare chiaramente le caratteristiche principali dei bacini idrografici specie per quanto riguarda: geometrie, estensioni, paleoreticolo idrografico e localizzate rotture di pendenza in zone terrazzate poste a varie quote sull'attuale livello del mare. Le principali informazioni topografiche desunte (i.e. andamento del reticolo paleogeografico) sono state riportate nelle carte paleogeografiche di seguito presentate. Oltre alle su citate informazioni derivate dagli studi sulle successioni stratigrafiche di cantiere e quelle morfologico-topografiche acquisite come su accennato e descritto nel dettaglio in precedenza (cfr.3.1), quanto rappresentato negli scenari paleogeografici viene a valle anche delle lettura di molteplici stratigrafie di sondaggi geoarcheologici concentrati nell'area di Municipio (cfr. par. 3.3.2.5 e 3.3.3.1). Ciascun elemento presente negli scenari paleogeografici e dunque frutto di un'integrazione ragionata di tutti i dati acquisiti nel presente studio, opportunamente georiferiti. In ciascuna carta paleogeografica, quali riferimenti stabili, sono sempre riportati le aree di cantiere, la linea di riva attuale e il reticolo idrografico con opportune simbologie (aree di scavo con rettangoli verdi, linea di riva attuale con un linea bianca, e reticolo idrografico in verde acqua). Al fine di ricostruire l'evoluzione paleogeografica anche per il settore ad est del cantiere Municipio fino alla zona di

piazza Garibaldi, sono stati raccolti tutte i dati stratigrafici e geomorfologici acquisiti in altre aree di scavo disposte lungo l'asse viario di collegamento tra piazza Municipio e Garibaldi e studiati in Irollo (2005), Ruello (2008) ed Amato et al. (2009). Nel settore di Chiaia e in quello compreso tra Municipio-Garibaldi, per il periodo Preistorico è possibile ipotizzare la presenza di paesaggio costiero dominato da un profilo di costa alta e rocciosa, con una paleofalesia arretrata di qualche centinaia di metri rispetto alla linea di costa odierna antistante le aree di cantiere. Alla fine del periodo Preistorico si assiste ad un cambiamento in termini paleoambientali del settore costiero di Chiaia, sulla base delle ipotesi avanzate e discusse in precedenza (cfr. 3.2.2.1 e 3.2.2.2), in risposta alla messa in posto dei prodotti dell'eruzioni di Agnano Monte Spina e di Astroni (Fig. 4.6). Tali eruzioni associate agli inputs alluvionali hanno comportato la formazione di una stretta lingua di sabbia litorale nel settore compreso tra le piazze Municipio e Garibaldi e l'impostazione di una piattaforma di abrasione lungo il litorale di Chiaia. Il concomitante abbassamento nei tassi di risalita Eustatica dell'Olocene ha accentuato la tendenza alla progradazione della linea di costa.

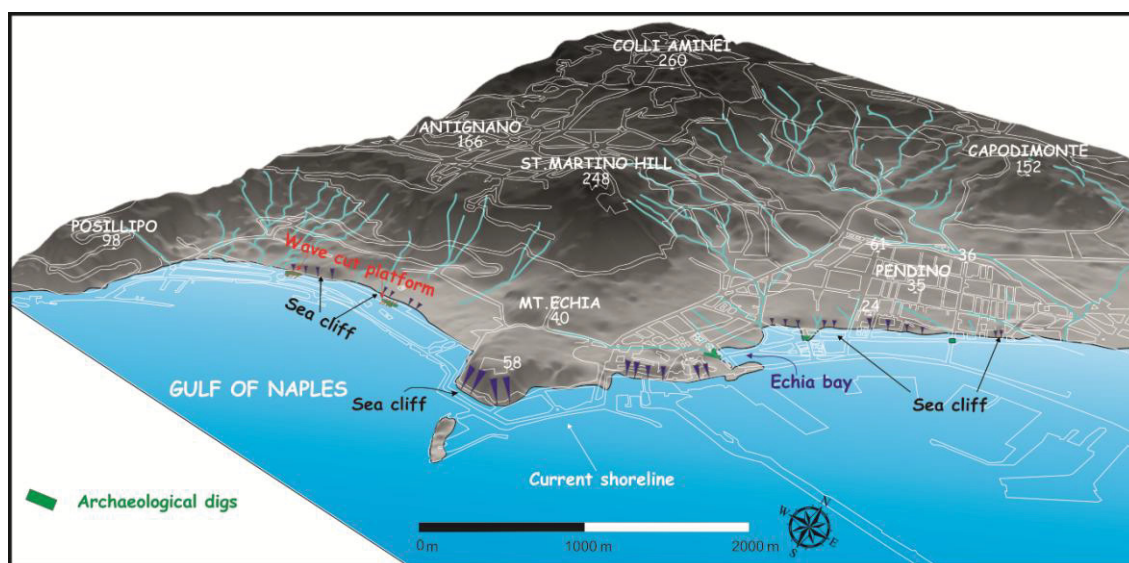


Figura 4.6 - Scenario paleogeografico del litorale di Napoli studiato nel presente lavoro nel periodo Protostorico.

Il Periodo Greco Romano vede la formazione prima dell'insediamento di *Parthenope* verso la metà dell'8th secolo BC e dopo il suo declino di, *Neapolis* verso il 470 BC. Quest'ultimo venne formato nel settore orientale della Napoli attuale su un terrazzo tra le colline e la costa detto Pendino (cfr 2.). Da questo, due importanti strade partivano verso i Campi Flegrei: Via Per Cryptam e Via Per Colles (cfr cap.2). E' in questo scenario che si inserisce la costruzione dell'antico porto Greco-Romano rinvenuto e studiato nel presente studio nel settore di piazza Municipio. Come ricostruito in

precedenza (cfr 3.3.2.5) il Bacino Portuale risultava abbastanza protetto lungo il suo settore occidentale dall'aggettante promontorio di Monte Echia, ma tuttavia calato nelle dinamiche di mare aperto specie nel suo settore orientale (Fig. 4.7).

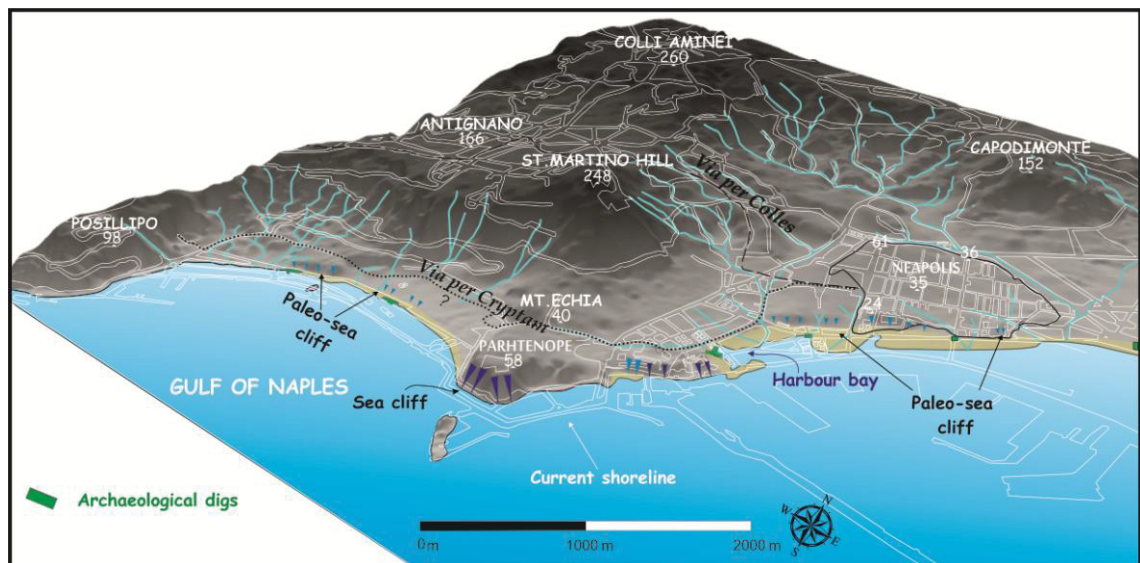


Figura 4.7 - Scenario paleogeografico del litorale di Napoli studiato nel presente lavoro nel periodo Greco-Romano.

Durante la Tarda Antichità e l'Età Moderna sia a causa di fattori climatici che a causa di fattori antropici, si verifica la progradazione della linea di riva in entrambi i settori di studio a causa dell'azioni di continui input alluvionali. Si assiste pertanto ad un disequilibrio dinamico dei versanti per possibile cattiva manutenzione dei terrazzamenti e delle colture connessa probabilmente al periodo di crisi socio economico culturale legata alla caduta dell'Impero Romano d'Occidente. È proprio in questo periodo che si assiste al seppellimento definitivo della paleofalesia lungo il litorale di Chiaia da parte di apporti torrentizi che si organizzano in probabili conoidi alluvionali. In zona Municipio invece si verifica la colmatazione dell'antico Bacino Portuale Greco-Romano sito a piazza Municipio con conseguente spostamento delle attività mercantili verso est (Giampaola e Carsana, 2005) (Fig. 4.8).

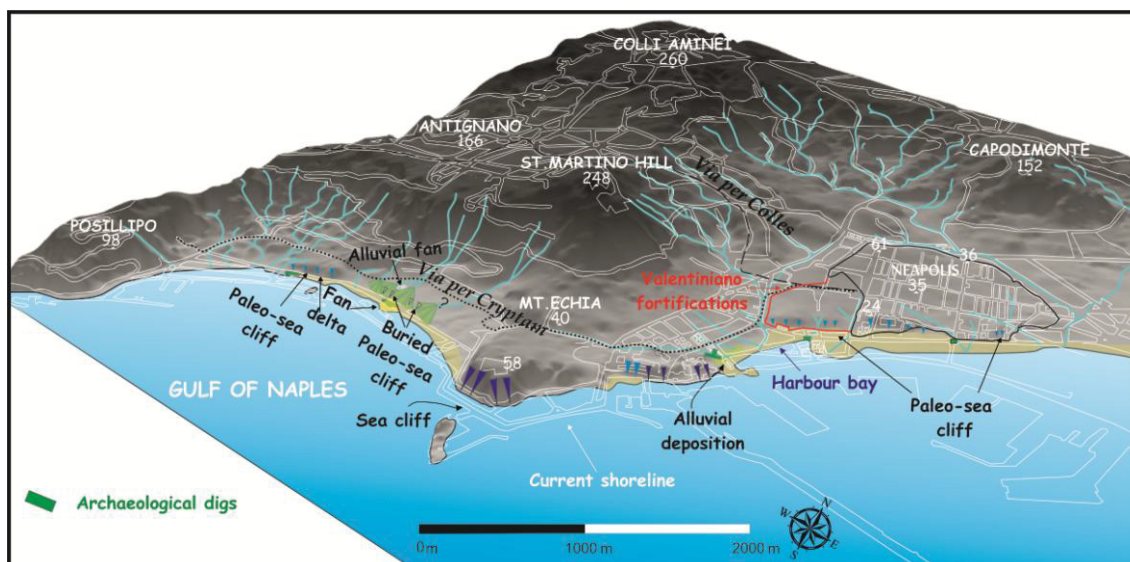


Figura 4.8 - Scenario paleogeografico del litorale di Napoli studiato nel presente lavoro nel periodo della Tarda Antichità.

L'assenza nel record stratigrafico in epoca Alto Medievale può essere correlabile a fasi più aride in accordo con quanto documentato nelle ricostruzioni paleoclimatiche in ambienti alpini (Monterin, 1932 e 1937; Holzhauser et al., 2005; Giraudi, 2009) e Mediterranee (Giraudi, 2005; Giraudi et al., 2011). Per l'Età Moderna il profilo dell'intero litorale di studio appare rettificato e sagomato dall'ormai sviluppato contesto urbano e dalla costruzione di due bacini portuali individuati dai cosiddetti "Molo Grande" e "Molo Piccolo" (Fig. 4.9).

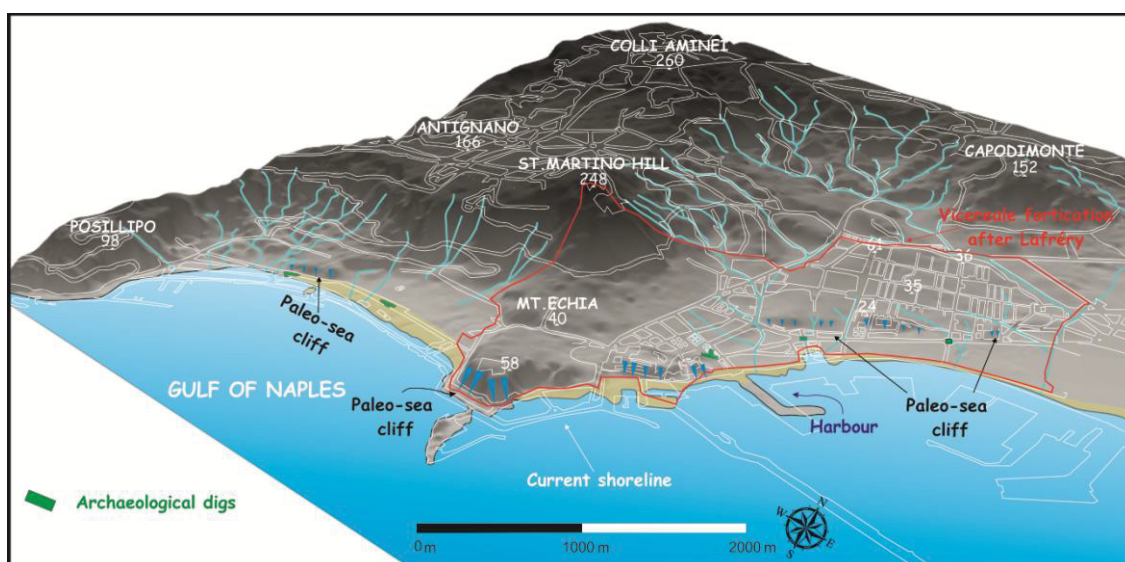


Figura 4.9 - Scenario paleogeografico del litorale di Napoli studiato nel presente lavoro nel periodo dell'Età Moderna.

In generale dall'evoluzione paleoambientale e paleogeografica ricostruita si evince che durante il Medio-Tardo Olocene, la subsidenza lungo il litorale di Napoli studiato è stata capace di bilanciare sia input sedimentari che gli effetti antropogenici, producendo una complessiva limitata progradazione della linea di riva. Si confrontino gli allegati n°6-7-8-9 per visualizzare in formato A3 gli scenari paleogeografici ricostruiti rispettivamente per i periodi: Protostorico, Greco-Romano, Tarda Antichità ed'Età Moderna.

4.2. Confronto tra l'evoluzione del porto di *Neapolis* e i porti antichi del Mediterraneo

I dati raccolti ed elaborati con l'approccio multidisciplinare (sedimentologico, paleontologico e archeologico e morfostratigrafico) nell'area dell'antico bacino Greco-Romano di *Neapolis* esposti nei capitoli precedenti hanno consentito di definirne 1) l'ubicazione precisa e il perimetro reale; 2) la successione stratigrafica di riempimento; 3) l'evoluzione paleoambientale; 4) gli scenari paleogeografici e 5) un nuovo e più preciso paleolivello relativo del mare per l'Età Romana (1st-5th secolo AD) rispetto a quanto precedentemente proposto per il settore Municipio (*Ruello, 2008; Cinque et al., 2011*). Gli studi geoarcheologici condotti da diversi autori in differenti contesti del Mediterraneo hanno dimostrato l'importanza degli antichi porti come particolari depocentri di sedimentazione nel cui record è messa in luce la stretta relazione intercorrente tra gli eventi naturali (i.e. variazione relative del livello del mare, terremoti, tsunami, inputs sedimentari terrigeni) e pressioni antropiche. Sulla base di uno studio comparato di differenti contesti del Mediterraneo, Marriner e Morhange, 2006b hanno riconosciuto analogie negli effetti delle pressioni antropiche in molteplici successioni stratigrafiche. In particolare sulla base di tali analogie, gli autori hanno proposto un "Modello Stratigrafico di Riferimento" a cui sono riconducibili le successioni stratigrafiche dei porti antichi del Mediterraneo (i.e. Marsiglia, Lechaion, Taposiris Magna, Magdala, Tiro). Tale modello prende il nome di 'Ancient Harbour Parasequence' (AHP). L'obiettivo del seguente paragrafo è quello di riesaminare la successione stratigrafica di sintesi venuta alla luce nel bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* inserendola nel "Modello Stratigrafico di Riferimento" proposto da Marriner e Morhange (2006). Tale riesame sarà teso ad evidenziare quanto le pressioni antropiche sul Bacino Portuale di *Neapolis* si siano manifestate durante tutto l'intervallo temporale della sua funzionalità incidendo sui meccanismi deposizionali e sulla

configurazione del settore costiero di Municipio. Inoltre le principali manifestazioni antropiche registrate nel porto antico di *Neapolis* (i.e. dragaggi, strutture portuali, estrazioni di materiali) verranno inserite nel confronto con alcuni porti antichi del Mediterraneo al fine di ricercarne aspetti comuni e diversità. Il fine ultimo di tale confronto sarà quello di implementare le conoscenze sugli interventi antropici dell'uomo antico lungo i sistemi costieri. È noto che la classica parasequenza costiera progradazionale (*Van Wagoner, 1995*) che si manifesta lungo le coste aperte ed esposte risulta essere di tipo negativo (*coarsening upward*): sedimenti più grossolani prodotti nei sottoambienti ad energia più elevata vanno a sovrapporsi a sedimenti più antichi e più fini. Una siffatta tendenza alla progradazione occorre lungo le coste del Mediterraneo a partire dal Medio Olocene (c.a. 6000 BP) nel corso della trasgressione seguita all'ultimo picco della glaciazione Wurmiana. È infatti noto che intorno a 6000 BP la massima ingressione marina portò alla formazione di litorali piuttosto arretrati e frastagliati in molte aree del Mediterraneo. Durante i millenni successivi le porzioni antistanti a siffatti litorali furono caratterizzate da una tendenza graduale alla crescita di spiagge, o di sistemi di laguna beach ridge, o ancora di apparati deltizi, e della conseguente progradazione della linea di riva in risposta ad un decremento dei tassi di risalita eustatica del livello del mare e ad insistenti inputs sedimentari. Pertanto lungo litorali poco riparati dalla traversie meteomarine, sulla cosiddetta *Maximum Flooding Surface*, si rinviene una successione progradante connessa ad una generale regressione della linea di riva. Di contro Marriner e Morhange (2006b) hanno mostrato che le facies degli antichi bacini portuali sono caratterizzate da una stratigrafia del tutto diversa detta: *Ancient Harbour Parasequence*. Sebbene essa risulti una parasequenza deposizionale progradante, è caratterizzata da un'anomala sequenza di tipo fining upward. Ciò è dovuto al fatto che la messa in opera di un bacino portuale lungo un litorale crea delle locali artificiali condizioni di maggiore protezione rispetto alle traversie meteomarine e di conseguenza una zona deposizionale caratterizzata da bassa energia. La successione tipica dell'AHP è caratterizzata da: 1) superficie di contatto trasgressivo (*Maximum Flooding Surface*) di circa 6000 BP; 2) livelli di spiaggia sommersa pre-fondazione del porto; 3) livelli limosi ascrivibili ad una sequenza positiva (fining upward) nel bacino portuale artificialmente protetto; 4) velocità di sedimentazione alta; 5) inversioni crono stratigrafiche; 6) peculiarità faunistiche; 7) livelli sabbioso-ghiaiosi nella parte alta di un ambiente marino sommerso che marciano l'abbandono del bacino portuale.

Il porto antico di Neapolis: riesamina della successione sedimentaria alla luce della successione tipica dell'AHP

1-Superficie di contatto trasgressivo (Maximum Flooding Surface) di circa 6000 BP

Come ricostruito in Ruello (2008) e Amato et al. (2009) il massimo della risalita post glaciale lungo il litorale orientale di Napoli che si estende da piazza Municipio a piazza Garibaldi è ben evidenziato dalla presenza di sedimenti litorali trasgressivi che vanno a riempire le incisioni torrentizie incidenti il substrato di Tufo Giallo Napoletano subito dopo la sua messa in posto. Grazie all'interazione tra i dati geoarcheologici emersi dai cantieri della metropolitana apertisi a partire dagli inizi degli anni 2000 lungo il litorale compreso tra Municipio e Garibaldi (pds Municipio-Linea1, Pds Duomo e Pds Garibaldi) ed alla disamina dei dati di stratigrafie di sondaggio realizzati lungo la costa tra il 1998 e il 2005, Ruello (2008) e Amato et al. (2009) hanno ricostruito il possibile andamento della linea di riva corrispondente al periodo Medio Olocenico. (L1 in Fig. 4.10). Quest'ultima disegnava già a partire dal Medio Olocene una baia subito ad est del Monte Echia. La linea di riva Medio Olocenica proposta dagli autori in riferimento ai pozzi di stazione delle Linee 1 e 6 del cantiere Municipio lambiva la paratia più orientale del area di scavo Linea 1 e si protendeva di circa 5m all'interno di quella di Linea 6, in particolar modo al di sotto dell'area coperta dal solaio (Fig. 4.10). Essa era associata ad un paleolivello marino relativo attestato in questa zona a circa -9/-8m slm. Lo stato attuale delle fasi di scavo nell'area di Linea 6 (come descritto nel paragrafo 3.3.2.1) non consente di migliorare le conoscenze circa l'andamento della linea di riva Medio Olocenica proposta da Ruello (2008) e Amato et al. (2009), in quanto il sedimento più antico ivi rinvenuto è ascrivibile all'Età Ellenistico-Romana (c.a. 3rd secolo BC). Ciò che è possibile confermare con la ricerca condotta nel presente lavoro, rispetto a quanto avanzato da Ruello (2008) e Amato et al. (2009), è il perdurare di un trend ingressivo fino 3rd -2nd secolo BC (L3 in Fig. 4.10). Infatti così come descritto nei paragrafi 3.3.2.1 e 3.3.2.2, le indagini di campo e le analisi sedimentologiche e paleoecologiche hanno evidenziato nel settore del Complesso Termale nell'area di Linea 6 il passaggio, ascrivibile al 2nd secolo BC, da un ambiente continentale ad uno medio-supralitorale molto prossimo ad una possibile coeva linea di riva (sezione AA' allegato 2 cfr 3.3.2.2).

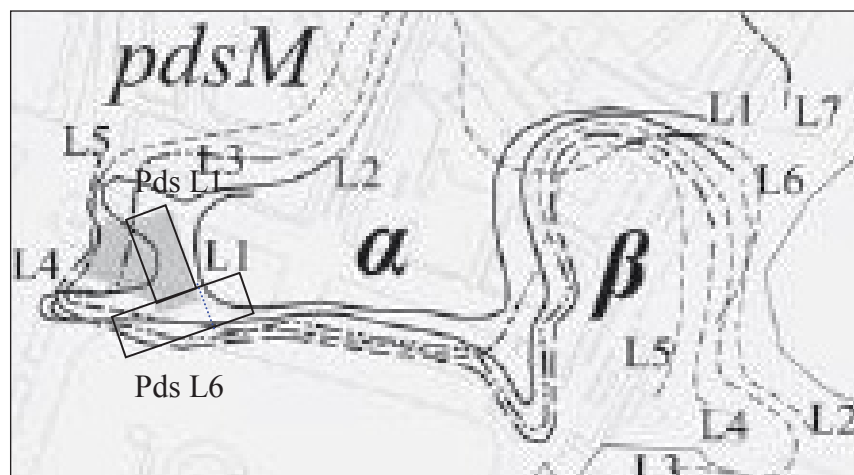


Figura 4.10 - Ricostruzione delle linee di riva durante il Medio Tardo Olocene in zona Municipio (Ruello, 2008 e Amato et al., 2009).

2-Livelli di spiaggia sommersa pre fondazione del porto

Come su scritto i livelli più antichi rinvenuti nelle successioni stratigrafiche portate a giorno nelle aree di scavo Linea 1 e Linea 6 del cantiere Municipio sono databili al 4th secolo BC (Linea 1) e al 2nd secolo (Linea 6). La linea di riva L2 (Fig. 4.10) proposta da Ruello, 2008 e Amato et al., 2009 è riferibile ad un intervallo cronologico compreso tra il Medio Olocene e un indefinito ante 4th secolo BC. L'andamento della linea di riva è stato estrapolato sulla base di depositi di battigia immediatamente al di sotto a sedimenti di 4th secolo BC. I livelli di battigia sono riconducibili secondo gli autori ad un paleolivello del mare compreso tra -5,5 e -6,5 m slm. Come scritto nei paragrafi 3.3.2.1 e 3.3.2.4 nell'aree di scavo sia di Linea 1 che di Linea 6 sono state rinvenute delle operazioni di dragaggio. In Linea 1 queste sono databili tra il 4th-2nd secolo BC mentre in Linea 6 si collocano in un intervallo temporale compreso tra un limite inferiore non ancora noto e la seconda metà del 2nd secolo BC. Tali interventi di dragaggio hanno asportato la stratigrafia dell'area occupata dalle aree di scavo Linee 1 e 6 del cantiere Municipio precedenti il 4th secolo BC. Tuttavia il ritrovamento nell'area di Linea 1, alla base della successione stratigrafica portata a giorno agli inizi degli anni 2000, di frammenti ceramici residuali degli inizi del 7th secolo BC, confrontabili con quelli più antichi rinvenuti nell'abitato di *Parthenope* (necropoli di Pizzofalcone e lo scarico del Chiatamone), testimoniano che la baia di Municipio già fungeva da bacino Portuale di tale insediamento Greco. È pertanto possibile anche in mancanza dei livelli di spiaggia sommersa dell'intervallo compreso tra il 7th-5th secolo BC, sostenere l'idea che la baia fosse già un'area portuale. Tuttavia le prime strutture antropiche portuali

(Banchina, moli e pontili) rinvenuti nelle aree di Linea 6 e Linea 1 sono ascrivibili all'Età Imperiale (cfr 3.3.2.1 e 3.3.2.4). Dubbi restano invece per quanto riguarda: 1) la conformazione della baia immediatamente precedente all'insediamento di *Parthenope* 2) la possibile esistenza e ubicazione di sedimenti di spiaggia sommersa precedenti il periodo di utilizzo dell'area come Bacino Portuale.

3-Livelli limosi ascrivibili ad una sequenza positiva (fining upward) nel bacino portuale artificialmente protetto

Il “Modello Stratigrafico di Riferimento” proposto da Marriner e Morhange, 2006b è caratterizzato come su detto da una parasequenza di fining upward al di sopra dei depositi grossolani corrispondenti alla massima ingressione Medio Olocenica. I sedimenti rinvenuti in molteplici porti del Mediterraneo sono costituiti, infatti, da una frazione di limo superiore al 90 %. I moli, i pontili e altre strutture caratteristiche dei porti antichi creano artificialmente delle zone circoscritte di litorale protette dalle mareggiate. In ambienti così riparati è chiaro che i sedimenti fini trovano delle condizioni più favorevoli alla sedimentazione rispetto a settori di litorali più esposti. I sedimenti fini vengono a sedimentarsi nei porti per lo più per fenomeni di decantazione e subordinatamente di modesta trazione. All'interno del Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* i sedimenti rinvenuti nella successione stratigrafica nell'area di scavo di Linea 6 presentano, dei sedimenti la cui classe granulometrica più abbondante è quella della sabbia. Come descritto nel paragrafo 3.3.2.2 le analisi tessiturali eseguite sui campioni di due verticali (V2a e V2c) hanno evidenziato che nessun livello della successione stratigrafica riferibile all'intervallo temporale di accertata funzionalità del bacino, presenta una percentuale di limo+argilla superiore al 60%. In generale le analisi tessiturali eseguite hanno anche accertato che i livelli più prossimi alla Banchina portuale Augustea presentano una granulometria più grossolana rispetto a quelli in posizione più distale. In particolare i livelli della verticale V2a, posta a 11m dalla Banchina, mostrano una percentuale di limo+argilla compresa tra il 5-40%, mentre quelli della verticale V2c, posta a circa 35 m dalla Banchina, possiedono una frazione limo argillosa compresa tra circa il 20-60%. In posizione prossimale i livelli dei fondali marini, data la loro minore profondità risentono maggiormente della rimobilitazione ad opera del moto ondoso sotto costa, nonché delle pressioni antropiche di carico e scarico merci dalla Banchina; nelle zone più lontane, dato il progressivo aumento della colonna d'acqua si assiste ad una dinamica di sedimentazione più tranquilla (leggera trazione e

decantazione) connessa ad una riduzione della velocità di trasporto della corrente e parallelamente della competenza del sedimento. Indipendentemente dalle differenze in termini di abbondanza percentuale di limo e argilla tra settori più prossimi e quelli più distanti dalla Banchina portuale, si evince che l'intera successione sedimentaria, corrispondente alle fasi di sedimentazione interne nel Bacino Portuale durante il suo periodo di attività, si presenta generalmente più grossolana rispetto a quanto riscontrato in molti porti antichi del Mediterraneo. Ciò è da correlarsi al fatto che il Bacino Portuale di *Neapolis* è lontano dal presentarsi come una realtà ben protetta artificialmente dalle traversie meteomarine. A sostegno di questa tesi è bene ricordare che nessuna struttura adeguata (dighe, moli foranei etc.) che garantisse per le imbarcazioni in rimessa un confinamento artificiale dello specchio d'acqua antistante la Banchina, è stata rinvenuta, sia nell'area di scavo di Linea 1 che in quella di Linea 6. Unendo le informazioni di carattere sedimentologico, paleoecologico e archeologico con quanto mostrato in circa un centinaio di sondaggi distribuiti in tutta l'area occupata dall'attuale piazza Municipio si è pervenuto ad una conformazione di un Bacino Portuale naturalmente semiconfinato, solo nelle sue porzioni orientali, dalla presenza di un promontorio molto pronunciato impostato nel TGN (cfr 3.3.2.5).

4)-Velocità di sedimentazione alta

Oltre alla granulometria fine, l'AHP è caratterizzata da accelerati tassi di sedimentazione: Marriner e Morhange, 2006b hanno stimato che le velocità di sedimentazione dei porti antichi sono circa 10 volte superiori a quelle rivenute negli attigui tratti di litorale non artificialmente protetti dalla traversie meteomarine. In particolare sono per lo più i porti fondati nell'età Romana ad essere interessati da elevate velocità di sedimentazione poiché è in questo periodo che si assiste allo sviluppo nelle tecniche costruttive (i.e. malta cementizia che indurisce in condizioni subacquee, dighe e moli foranei con alto battente, etc. *Oleson et al., 2004*). In ambienti artificialmente protetti, quali sono molti porti antichi del Mediterraneo, i sedimenti ivi depositi, possiedono scarse possibilità di disperdersi verso il mare aperto. Ne consegue un processo di rapida aggradazione del fondo del bacino portuale che precede la progradazione della linea di riva. Affinché si verifichino condizioni di rapido riempimento del bacino, oltre alla presenza di strutture che impediscano al materiale sedimentato di diffondersi verso il mare aperto, devono sussistere condizioni di elevato apporto sedimentario. Quest'ultimo può chiaramente variare a seconda di fattori sia

naturali (i.e. variazioni climatiche, input eruttivi) che antropici (i.e. interventi lungo i versanti e lungo i canali dei bacini idrografici di alimentazione, uso del porto come aree di discarica). I processi di rapida velocità dei tassi di sedimentazione, poiché strettamente dipendenti dalle su citate cause antropiche, vengono pertanto a causare ciò che Marriner e Morhange, 2006b hanno definito come “progradazione antropogenica”.

Le velocità di sedimentazione calcolate sulle verticali di campionamento V2a e V2c nell’area di scavo di Linea 6 del cantiere Municipio hanno mostrato un tasso di sedimentazione medio-alta durante l’intervallo temporale di funzionamento del porto antico registrato nella successione stratigrafica portata a giorno (cfr 3.3.2.2.). Le velocità di sedimentazione valutate per il porto Greco-Romano di *Neapolis*, nel periodo della sua attività, si aggirano intorno ad 1,25 cm/a durante tutto il 1st secolo AD e decrescono per tutto il 2nd e il 3rd- 4th secolo AD fino a mediamente circa 0,20 cm/a. La velocità di sedimentazione ritorna a salire, durante agli inizi del 5th secolo AD presentando tassi di circa 1,4 cm/a per la verticale V2c e di 0,8 cm/a per la V2a. Le variazioni nei tassi di sedimentazione anche per il porto Greco-Romano di *Neapolis* sono, così come in generale visto per i porti antichi del Mediterraneo, relazionabili sia a cause naturali che a quelle antropiche. In particolare grazie alle analisi tessiturali eseguite sulle verticali V2a e V2c si è potuto ipotizzare che i fattori responsabili della rapida sedimentazione all’interno del porto durante il periodo Augusteo, siano riconducibili al grosso input di materiale piroclastico in concomitanza dell’eruzione del 79 AD (input pomiceo Fig. 3.81). Inoltre la costante presenza di clasti poligenici in tutti i livelli della successione sedimentaria deposta tra il 2th secolo BC ed il 5th secolo AD può essere indicativa sia del continuo apporto torrentizio proveniente dai versanti retrostanti il settore di Municipio che del rimescolamento e mobilitazione dei sedimenti ad opera del moto ondoso e delle correnti sotto costa. La diffusa evidenza di presenza antropica quali: frammenti ceramici, ferro, mosaico, intonaco, vetro, bronzo delle imbarcazioni etc. nella successione stratigrafica deposta nel porto antico, ha contribuito ad accelerare la velocità di sedimentazione, specialmente nel periodo compreso tra il 2nd e 4th secolo AD (Figg. 4.11 e 4.12). Durante gli inizi del 5th secolo AD, allorquando il bacino portuale ha iniziato a chiudersi in una laguna, sembrano essersi generate delle condizioni più favorevoli ad un più veloce riempimento del porto rispetto a tutto il periodo precedente. Il cambiamento paleoambientale da un bacino portuale più aperto ad uno lagunare ha verosimilmente contribuito a ridurre i fenomeni di dispersione del sedimento deposto verso largo e verso altre zone del litorale Napoletano.

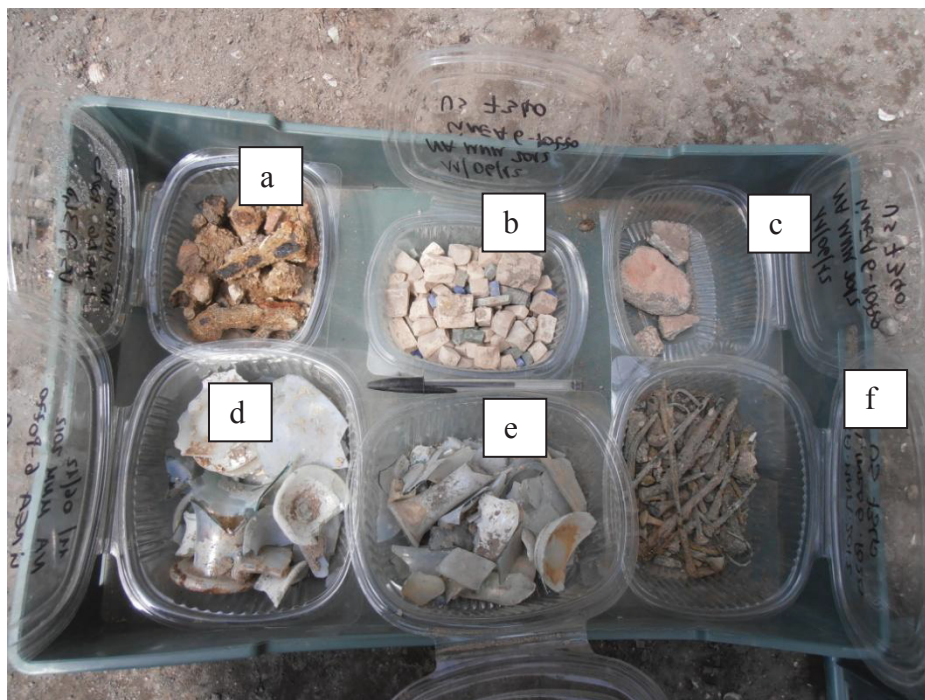


Figura 4.11 - Resti di ferro (a), mosaico (b), intonaco (c), vetro (d,e), bronzo (f) rinvenuti nei sedimenti del Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* (pds Linea 6 cantiere MN).



Figura 4.12 - Distesa di frammenti ceramici immediatamente antistante la Banchina Augustea. del porto Greco Romano di *Neapolis* (pds Linea 6 cantiere MN).

5)-Inversioni cronostratigrafiche

Un'ulteriore caratteristica dell'AHP è la presenza di frequenti inversioni cronostratigrafiche dentro i sedimenti depositi nei porti antichi. Tali inversioni sono da ascrivere ai fenomeni di dragaggi rinvenuti in diversi porti del Mediterraneo come risposta al rapido riempimento dei bacini portuali. Così come evidenziato in Marriner e Morhange, 2006b i dragaggi eseguiti nei porti antichi sono funzionali a crearne un approfondimento artificiale del fondo. Essi intervengono producendo degli importanti rimaneggiamenti nei sedimenti depositi in momenti diversi e delle significative perdite di livelli nell'originario record stratigrafico.

6)-Peculiarità faunistiche

La stratigrafia tipo dei porti antichi mostra specifiche peculiarità anche dal punto di vista paleoecologico. La creazione di ambienti portuali circoscritti, artificialmente protetti e poco calati nelle dinamiche del mare aperto sviluppa una macro e microfauna tipicamente presente negli ambienti lagunari (i.e. *Parvicardium exiguum*, *Cerastoderma glaucum*, *Cyprideis torosa*, *Loxoconcha elliptica* e *Ammonia* spp). Quanto emerso dalle analisi paleoecologiche effettuate sui campioni delle verticali V2a e V2c (3.3.2.2), il picco delle specie lagunari si verifica solo durante la prima metà del 5th secolo AD; specie di ambiente marino infratidale connesse con il mare aperto invece sembrano caratterizzare il precedente periodo (1st secolo BC- 4th secolo AD). Pertanto anche grazie alle informazioni di carattere faunistico è possibile avvalorare la ricostruzione, per il bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* durante 1st secolo BC- 4th secolo AD, di un'area non totalmente e artificialmente chiusa ma al contrario di una realtà semiprotetta da un promontorio naturale verso ovest e ben calata nelle dinamiche di mare aperto verso NE.

7)-Livelli sabbioso-ghiaiosi nella parte alta di un ambiente marino sommerso che marciano l'abbandono del bacino portuale

Durante la Tarda Antichità, il relativo degrado riscontrato nella manutenzione delle strutture portuali riscontrato nelle strutture portuali atte alla protezione dei bacini stessi, ha indotto in molti porti antichi del Mediterraneo, un cambio nelle caratteristiche granulometriche dei materiali sedimentati: ai sedimenti fini vanno a sovrapporsi sedimenti più grossolani (sabbioso-ghiaiosi) poligenici ed eterometrici. Questi ultimi sono rappresentativi di variazioni nella morfologia del settore di litorale occupata dai

porti: si assiste infatti al passaggio da un ambiente artificialmente protetto ad un ritorno ad una più naturale conformazione di litorale esposto verso il mare aperto. All'aggradazione intrabacino occorsa durante i periodi di funzionalità dei porti, fa seguito il definitivo colmamento ed un passaggio ad una fase di progradazione della linea di riva. I materiali che si sedimentano nella parte alta di un ambiente marino infratidale comportano una riduzione dell'estensione dei bacini portuali antichi ed un loro definitivo seppellimento. Nella Tarda Antichità, nello specifico a partire dalla seconda metà del 5th secolo AD, anche il porto di *Neapolis* subisce la medesima sorte su descritta occorsa in molteplici porti del Mediterraneo. Le ragioni del riempimento definitivo e del successivo seppellimento della baia portuale di *Neapolis*, vanno ricondotte non al degrado di strutture di protezione antistanti la Banchina, che come detto, non sono state rinvenute, ma piuttosto ad un disequilibrio dinamico dei versanti retrostanti il settore dell'attuale piazza Municipio. Per cattiva manutenzione dei terrazzamenti e delle colture connessa probabilmente al periodo di crisi socio economico culturale legata alla caduta dell'Impero Romano d'Occidente e a probabili input piroclastici dell'eruzione del 472 (*Lirer et al., 2001; Mastrolorenzo et al., 2001*), si assiste ad un forte input sedimentario che oblitera definitivamente il porto antico di *Neapolis* nell'attuale settore di Municipio ed uno spostamento delle attività portuali verso est (*Giampaola e Carsana, 2005*). Le analisi tessiturali eseguite sulle verticali V2a e V2c hanno evidenziato un aumento evidente della componente ghiaiosa che si approssima al 40% nei livelli che obliterano il Bacino Portuale (cfr 3.3.2.2). Le indagini di campo geoarcheologico hanno evidenziato che i livelli di chiusura del Bacino Portuale sono caratterizzati da ghiaia e sabbia grossolana e presentano una natura piuttosto poligenica; clasti di tufo, pomici grigiastre diffuse, litici lavici nerastri, resti vegetali, gusci di noci e nocciole e semi di mandorle. Generalmente i clasti si presentano dotati di spigoli da subarrotondati a subangolari. I gusci di malacofauna marina si presentano per lo più frammentati in risposta all'elevata energia che caratterizza le fasi terminali di riempimento del Bacino Portuale (Fig. 4.13).

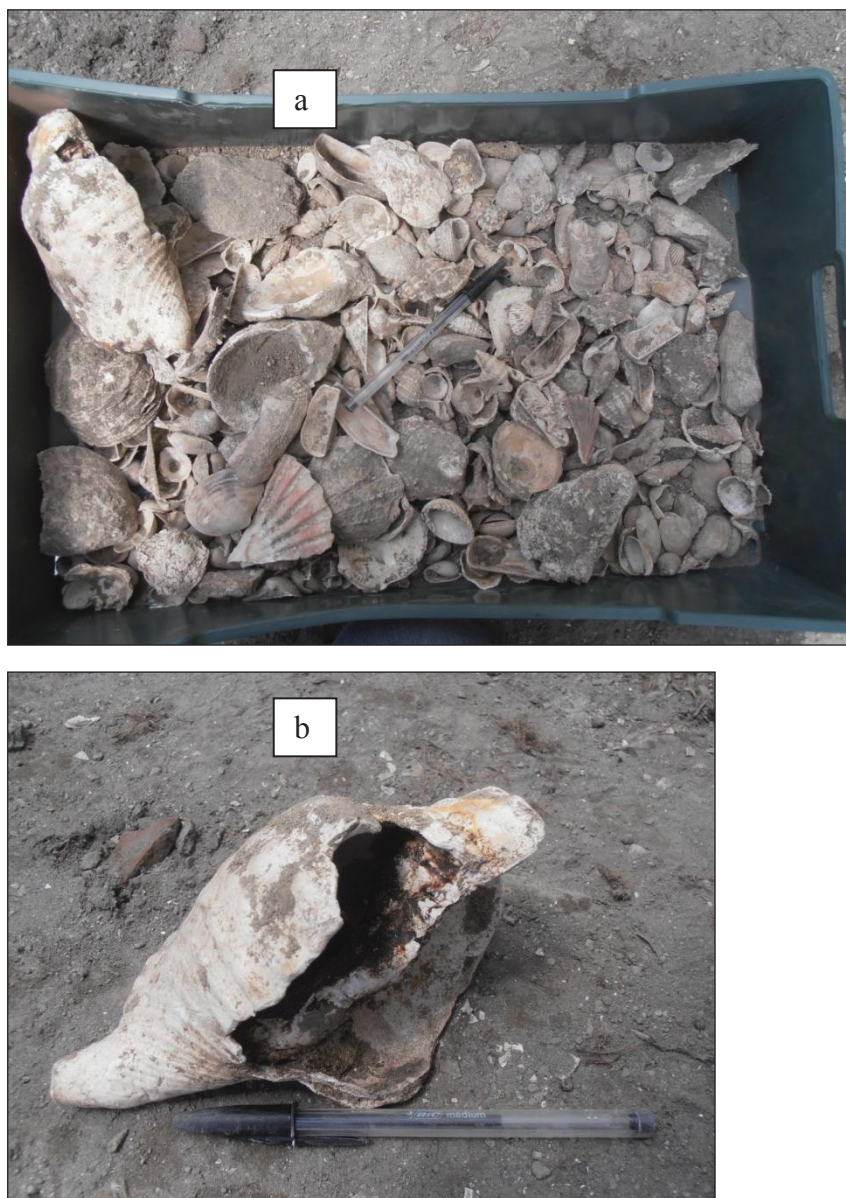


Fig. 4.13 - Macrofuna marina frammentata (a,b) e subordinatamente intera (a) nei livelli di seconda metà del 5th secolo AD che chiudono la successione stratigrafica deposta all'interno del Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* (pds Linea 6 cantiere MN).

È grazie alla disamina delle stratigrafie di sondaggio diffuse nell'intera piazza Municipio, che è stato possibile ricostruire la morfologia della linea di riva della seconda metà del 5th -6th secolo AD (cfr 3.3.3.1.): essa subisce una progradazione di circa una 30 m rispetto alla sua posizione in epoca Romana e l'area occupata dall'antico Bacino Portuale diventa via via la sede di un ambiente emerso.

Il porto antico di *Neapolis* e alcuni porti antichi del Mediterraneo: le principali manifestazioni antropiche “dragaggi, strutture portuali, estrazioni di materiali”

Lo studio multidisciplinare condotto dalla scrivente nel settore di Municipio ha evidenziato che la baia immediatamente ad est del Monte Echia fu scelta come luogo più adatto per l’ubicazione di un porto fin dalla nascita dell’insediamento di *Parthenope* (7th secolo BC). Con il declino del tale insediamento l’area divenne sede del porto di un nuovo centro Greco-Romano che andava nascendo intorno al 5th secolo BC: *Neapolis*. Come detto, la baia ai piedi di Monte Echia ospitò un porto fino alla Tarda Antichità (prima metà del 5th secolo AD). Come visto, la storia evolutiva di questo porto antico è sempre stata fortemente condizionata da insistenti pressioni antropiche. Tra le attività umane rinvenute nel porto Greco-Romano di *Neapolis* ricoprono sicuramente il ruolo più importante le:

- 1 attività di dragaggio
- 2 costruzioni di differenti strutture portuali
- 3 operazione di rimodellamento del substrato di fondazione e di estrazione di materiali

Siffatti interventi si rinvergono non solo nel porto di *Neapolis* ma in altri diffusi nel bacino del Mediterraneo. Di seguito verranno brevemente richiamati all’attenzione del lettore alcuni bacini portuali antichi del Mediterraneo interessati da azioni antropiche confrontabili con quelle esplicatesi nel porto di *Neapolis*.

1. Attività di dragaggio

Come su detto le attività di dragaggi dei fondali all’interno dei bacini portuali, erano funzionali ad aumentare lo spazio di accomodamento dei sedimenti e soprattutto per ristabilire una colonna d’acqua adeguata per assicurare la mobilitazione e l’attracco delle imbarcazioni nel porto stesso (Morhange e Marriner, 2008). Essi in alcuni casi, risultavano l’unica effettiva soluzione al problema che affliggeva i porti antichi del Mediterraneo: l’interramento precoce. Nel porto di *Neapolis* sono state rinvenute più fasi di operazioni di dragaggi (cfr 3.3.2.1 e 3.3.2.4). Come descritto in precedenza, esse sono state ritrovate sia nel Pozzo di stazione di Linea 1 che di Linea 6 del cantiere Municipio (Fig.4.14).

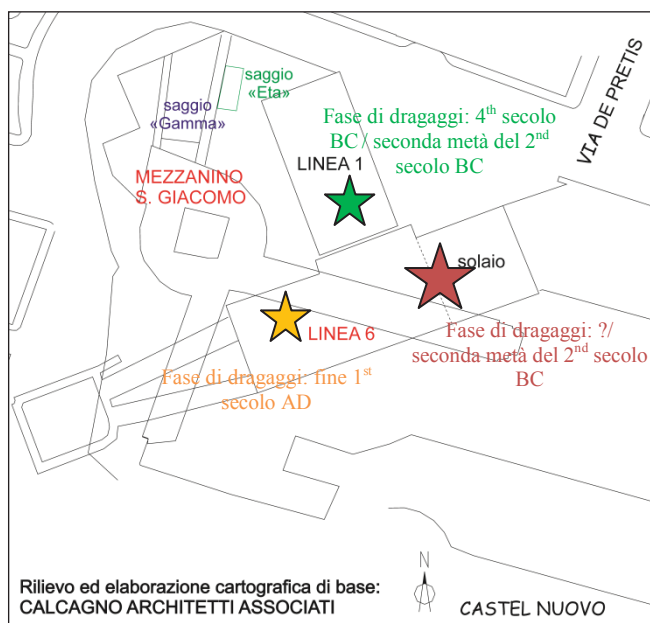


Figura 4.14 - Ubicazioni delle differenti fasi di dragaggio che si sono avvicinate nel porto Greco-Romano di Neapolis, rinvenute nel cantiere MN.

La prima fase degli interventi di dragaggio nel porto di *Neapolis* è stata ascritta al periodo compreso tra (4th secolo BC e la seconda metà del 2nd secolo BC). Durante questo intervallo temporale le operazioni di dragaggio oltre ai sedimenti depositi nella baia portuale, hanno interessato anche la superficie del substrato tufaceo (cfr 3.3.2.1 e 3.3.2.4). Secondo quanto ricostruito in Giampaola e Carsana (2005) e Carsana et al. (2009), per il settore di scavo di Linea 1, gli interventi di dragaggio effettuati tra il 4th e la seconda metà del 2nd secolo BC sembrano essere stati condotti da un'imbarcazione munita di draga (*Pomey, 1999*) in ambiente sommerso. Questi interventi hanno asportato in Linea 1 fino a circa 2m di sedimento (-7,60/-5,60 m slm) e le cineriti della facies incoerente del substrato in Tufo Giallo Napoletano. Tali operazioni sono avvenute mediante diverse manovre in due direzioni principali, E-W e NE/SW Giampaola e Carsana (2005) e Carsana et al. (2009). Come su scritto i dragaggi effettuati tra il 4th e la seconda metà del 2nd secolo BC hanno determinato una perdita di informazioni per l'intervallo temporale precedente la fondazione dell'insediamento di *Parthenope* (Fig. 4.15).



Figura 4.15 - Substrato in TGN dragato alla base del Porto Greco-Romano di *Neapolis* (pds Linea 1" cantiere MN - Foto concessa da D.Giampaola) – Fase di dragaggi: 4th secolo BC - 2nd secolo BC.

Nell'area di scavo di Linea 6 è stata riscontrata anche una fase di dragaggio ascrivibile alla fine del 1st secolo AD (cfr 3.3.2.1. e 3.3.2.4.) (Fig. 4.16).

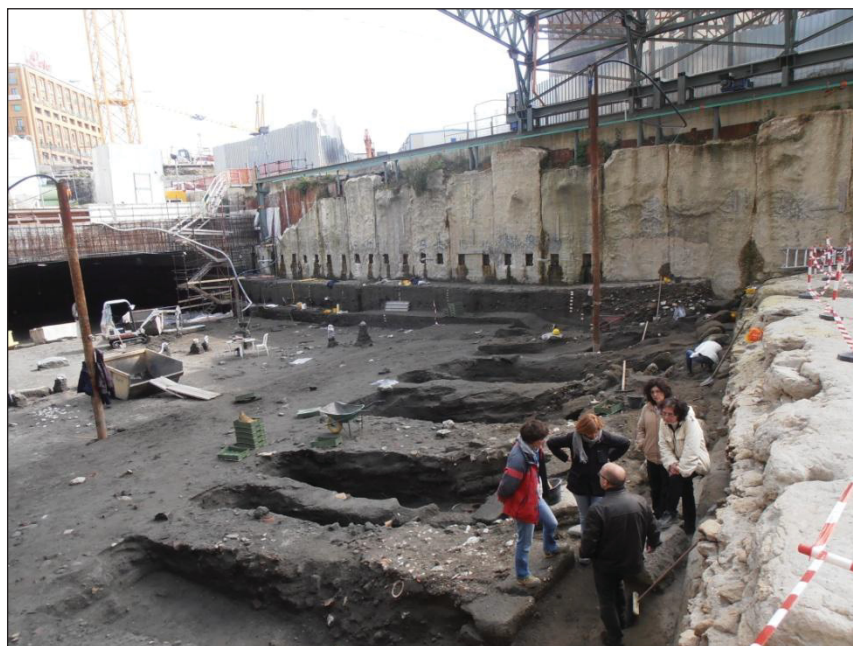


Fig. 4.16 - Evidenze di dragaggi ascrivibili al 1st secolo AD, trasversali all'allungamento della Banchina Augustea (pds Linea 6 cantiere MN).

Essa è limitata alle zone immediatamente prospicienti la Banchina portuale Augustea. L'esigenza di questa nuova fase di dragaggi potrebbe essere messa in relazione alla volontà di aumentare la colonna d'acqua funzionale per l'attracco e la mobilitazione nel porto delle imbarcazioni a seguito di una sua rapida riduzione post eruzione di Pompei. Secondo quanto emerso dalle analisi paleoecologiche e dal successivo trattamento statistico delle variabili biostratigrafiche condotte sui campioni delle verticali V2a e V2c (3.3.2.2 e 3.3.2.3) è possibile ascrivere alle fasi di rimescolamento dei fondali per le attività di dragaggio in Età Imperiale, la presenza di un mixing nelle specie e l'impossibilità di una chiara ricostruzione delle specificità paleoecologiche all'interno del porto tra il 1st secolo BC e il 1st secolo AD. Il porto di Marsiglia ha registrato una veloce progradazione della linea di riva a partire dal Neolitico (*Morhange, 1994; Morhange et al., 2001 e 2003*).

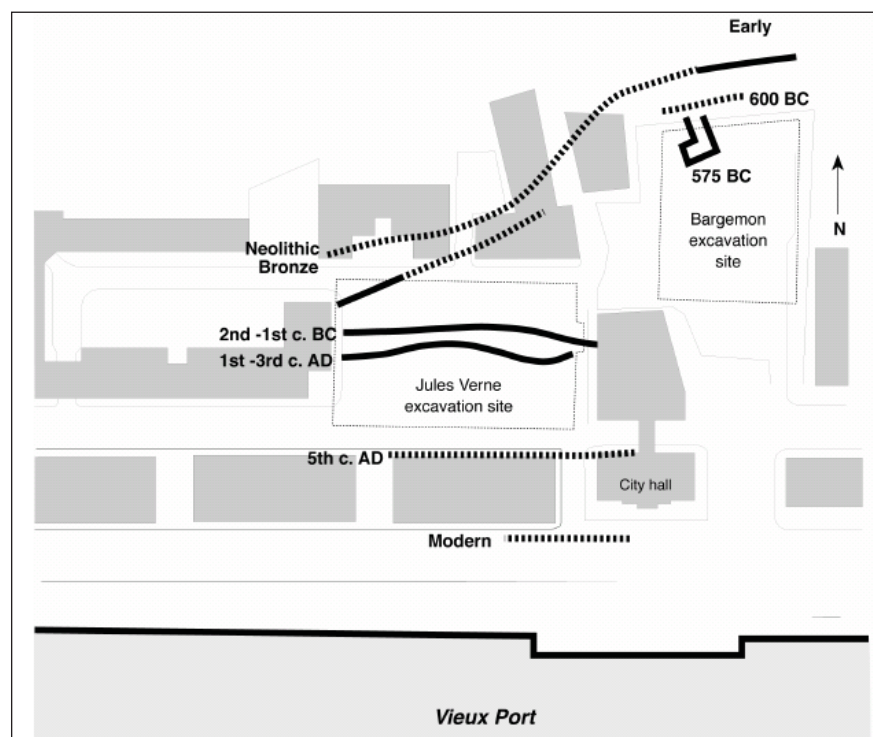


Figura 4.17 - Progradazione della linea di riva del porto antico di Marsiglia a partire dal Neolitico (*Morhange, 1994; Morhange et al., 2001 e 2003*).

Per cercare di risolvere i problemi di continuo interrimento del bacino, gli studi condotti nel porto di Marsiglia hanno evidenziato diverse fasi di dragaggio a partire dal 3rd secolo BC, le maggiori delle quali verificatesi durante il 1st secolo AD e la Tarda Età Imperiale (*Morhange, 1994; Morhange et al., 2001 e 2003*). Durante gli scavi archeologici nell'antico porto di Marsiglia sono state rinvenute tre imbarcazioni da cui

sono stati eseguiti i dragaggi. Si tratta di tre vascelli il cui fondo presenta un'apertura centrale destinata alla locazione della draga (Fig. 4.18).



Figura 4.18 - Dettaglio delle imbarcazione atte al dragaggio dei fondali dell'antico porto Romano di Marsiglia (Morhange, 1994; Morhange et al., 2001 e 2003).

Un altro caso in cui si sono attuate delle imponenti attività di dragaggio è il porto antico di Lechaion, nel golfo orientale di Corinto (Morhange et al., 2012; Mourtzas et al., 2013). Esso risultava costituito da un bacino esterno e tre interni che assicuravano rispettivamente il carico e scarico di passeggeri e del cargo e il riparo dalle traversie marine (Fig. 4.19).

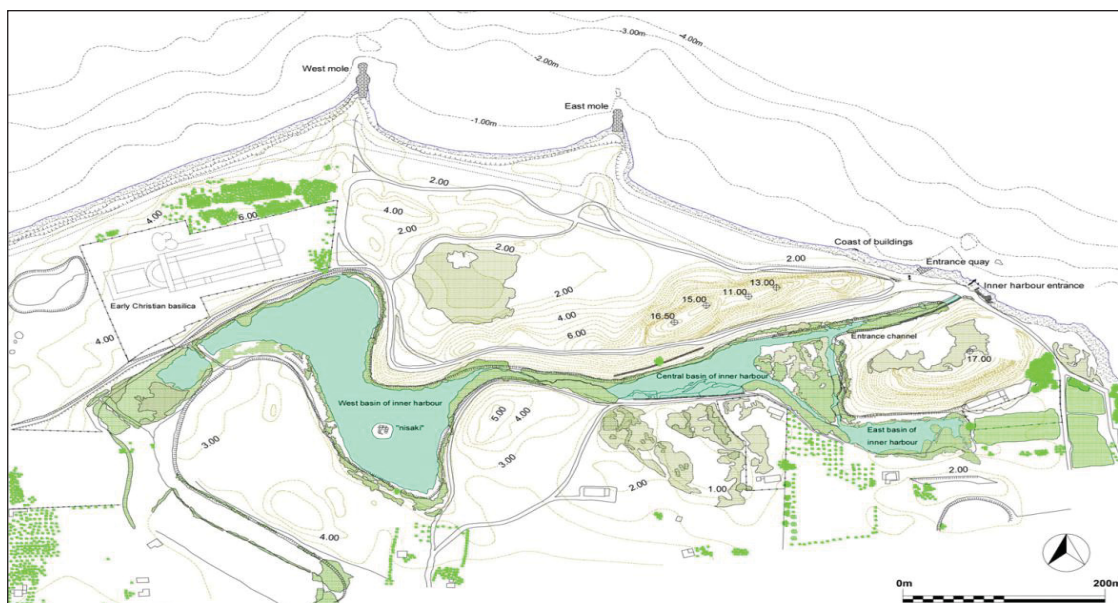


Figura 4.19 - Planimetria del porto antico di Lechaion, a Corinto (Mourtzas et al., 2013).

Secondo quanto riportato in Pallas (1963) i primi lavori per la costruzione del porto si datano tra il 7th e il 6th secolo BC sotto il regno del tiranno Periandro. Tuttavia i più significativi lavori per la costruzione del porto si verificarono solo a seguito della colonizzazione romana di Corinto (44BC). La successione stratigrafica emersa nell'area portuale di Lechaion ha evidenziato la presenza di accumulo antropico di sabbia e sedimenti la cui origine è stata messa in relazione al periodo di abbandono del porto seguito alla distruzione e razia di Corinto durante le invasioni della legione Romana nel 146 BC (*Pallas, 1963*). Tale accumulo antropico è stato ricondotto ad attività di dragaggio dei bacini portuali interni che furono dragati di tutto il materiale accumulatosi dopo il periodo di abbandono. I materiali dragati furono sistemati alle entrate dei canali di accesso dei due bacini interni ed organizzati in collinette artificiali alte circa 17m (Figg. 4.20 e 4.21). Secondo quanto stimato, il volume di sedimento dragato si attestava intorno a 85000 m³ (*Pallas, 1963, Mourtzas et al., 2013*).



Figura 4.20 - Colline di sedimento dragato poste all'entrata dei bacini interni del porto di Lechaion (foto: C. Morhange pers comm.).



Figura 4.21 Colline di sedimento dragato poste all'entrata dei bacini interni del porto di Lechaion (foto: C. Morhange pers comm.).

Attività di dragaggio sono state riconosciute anche nel porto lacustre dell'antica Taposiris Magna, nel laguna di Maryut ad est di Alessandria d'Egitto (Figg. 4.22 e 4.23). All'interno dell'antica laguna di Mareotis, è stato rinvenuto il porto chiuso di Taposiris Magna costruito per opera dell'Imperatore romano Claudio nel 2nd secolo AD, con la funzione di dogana per gli scambi commerciali tra Mediterraneo Occidentale e Orientale. Tale porto svolgeva anche un ruolo fondamentale per la protezione dalle invasioni barbariche nell'Impero Romano (*Boussac e Amouri, 2010*). Il porto venne costruito mediante lo scavo di un canale all'interno del lago, con una direzione preferenziale di allungamento est-ovest. I sedimenti dragati per la realizzazione del bacino-canale furono accumulati verso sud per consentire la messa in opera di uno sbarramento parallelo al canale. Gli studi archeologici condotti presso l'antico porto di Taposiris Magna hanno inoltre evidenziato la presenza di abitazioni e botteghe di Età Ellenistica sottostanti i sedimenti dragati per la messa in opera del bacino-canale portuale (*Boussac e Amouri, 2010*).

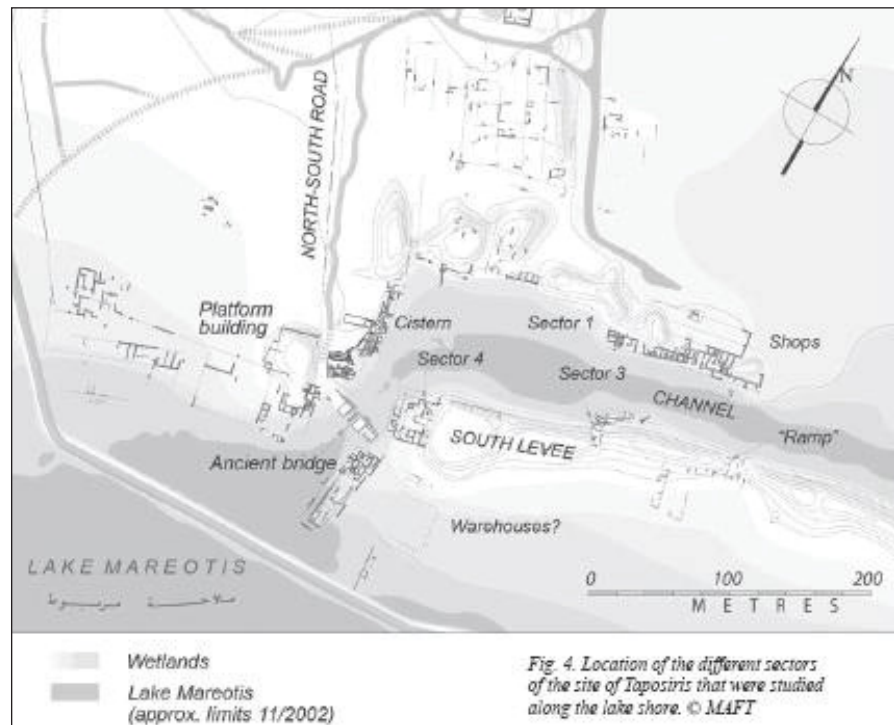


Figura 4.22 - Assetto planimetrico del bacino portuale protetto di Taposiris Magna ad est di Alessandria d'Egitto (Boussac e Amouri, 2010).



Figura 4.23 - Bacino-canale portuale dell'antica Taposir Magna, nella laguna di Maryut (foto: C. Morhange pers comm.).

L'ultimo bacino portuale di questa breve rassegna dove è stata riconosciuta la presenza di operazioni di dragaggio condotte durante i periodi Greco-Romano e Bizantino è il bacino portuale di Tiro (Marriner *et al.*, 2005; Marriner e Morhange 2006a). I dragaggi

sono stati ricostruiti grazie a particolari informazioni raccolte dai dati cronostratigrafici di 4 sondaggi ubicati nel bacino portuale di Tiro: 1) una rapida velocità di sedimentazione nel bacino portuale antico di Tiro durante i periodi Greco-Romano e Bizantino rispetto alla bassa occorsa tra 6000 e 4000 BC; 2) l'assenza degli strati corrispondenti al periodo compreso tra l'Età del Bronzo e il periodo Persiano; 3) numerose inversione cronostratigrafiche (anomalie profondità-età) rispetto alla classica deposizione degli onlap costieri in una fase di high system tract (Coe, 2003).

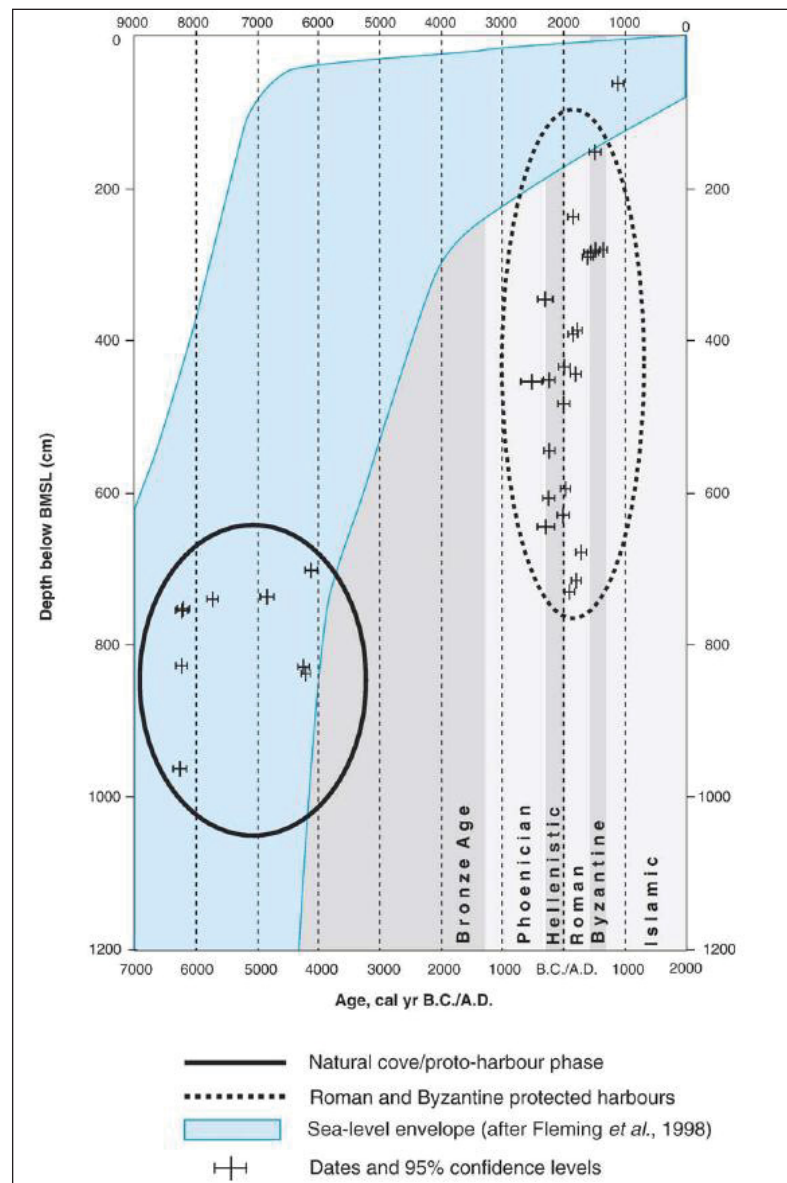


Figura 4.24 - Evidenza cronostratigrafica dei dragaggi Greco-Romani e Bizantini nel porto antico di Tiro (Marriner *et al.*, 2005; Marriner e Morhange, 2006).

In conclusione, le varie realtà passate in rassegna in questa breve analisi sulle attività di dragaggi trovano una comune ragion d'essere nella volontà di garantire il funzionamento dei bacini portuali stessi e per ovviare al problema continuo degli interrimenti. Come su scritto, secondo quanto ricostruito in Giampaola e Carsana, 2005 e Carsana et al., 2009, per il settore di scavo di Linea 1, gli interventi di dragaggio effettuati tra il 4th e la seconda metà del 2nd secolo BC sembrano essere stati condotti da un'imbarcazione munita di draga (Pomey, 1999) in ambiente sommerso. Studi ancora in corso da parte della soprintendenza di Napoli si stanno affrontando per discriminare la tecnica di esecuzione dei dragaggi di Età Augustea rinvenuti presso la Banchina portuale nel pds Linea 6 del cantiere MN. Essi permetteranno così di trovare l'esistenza o meno di una certa analogia nelle modalità di esecuzione delle differenti serie temporali di dragaggi rinvenuti nel Porto Greco-Romano di Neapolis. Ciò sarà dunque fondamentale per implementare la conoscenza sulle tecniche Greco-Romane in uso nei contesti portuali del Mediterraneo e per valutarne meglio le evoluzioni.

2.Costruzioni di differenti strutture portuali e 3.Operazione di rimodellamento del substrato di fondazione e di estrazione di materiali

Come su detto, durante il periodo Ellenistico Romano si assiste in molte zone del Mediterraneo alla nascita e allo sviluppo di bacini portuali (*Morhange et al., 2013*). Sotto l'aspetto puramente archeologico un porto antico è definito sulla base di particolari costruzioni antropiche che comprendono sia tutte le strutture in esso presenti (i.e. banchine, moli e pontili; barriere) che le infrastrutture diffuse nell'intorno, funzionali alle attività portuali (i.e. rampe d'accesso attigue alle banchine, capannoni per la rimessa delle imbarcazioni). Come detto in precedenza le tecniche costruttive hanno subito un forte sviluppo in epoca Romana. In particolare Vitruvius è l'unico autore dell'antichità, a dare informazioni sulle modalità costruttive in uso nei porti antichi Romani. Egli evidenzia nel suo testo "De Architectura", datato intorno al 25 BC che la pozzolana era già in uso all'epoca Romana nella realizzazione di strutture portuali, in quanto materiale indurente in condizioni subacquee. L'impiego di cemento idraulico è una tecnica che rivoluziona completamente il disegno dei porti e la loro costruzione. Questa innovazione tecnologica diventa un presupposto indispensabile per la possibilità di installare porti artificiali anche sulle coste aperte. Questo materiale che poteva essere gettato in acqua comincia ad essere utilizzato intorno all'Età Imperiale (1st -2nd secolo AD). La Banchina Augustea rinvenuta nel porto di *Neapolis* è un esempio

dell'utilizzo di malta pozzolanica in ambiente subacqueo al cui interno sono calati blocchi arrotondati di Tufo Giallo Napoletano (D. Giampaola com.pers.). Essa è senza dubbio la struttura antropica più importante rinvenuta durante le operazioni di scavo all'interno del Bacino portuale di *Neapolis*. La base poggia su un substrato di Tufo Giallo Napoletano in parte antropicamente rielaborato. Alle quote comprese tra -4,25 e -2,70 m slm è presente una parete verticale intagliata artificialmente nel substrato in Tufo Giallo Napoletano (Fig. 4.26), allungata per tutta la larghezza dello scavo secondo la direttrice NW-SE. Nella sua porzione centrale, la parete è compresa tra i -4,25 e -3 m slm e presenta una sommità piatta. Verso i suoi margini laterali la sommità si inclina immergendo di circa 10° verso NW e verso SE. Alla base della parete verticale è presente una superficie subpianeggiante, anch'essa con evidenze di intaglio antropico, che degrada immergendo dolcemente verso est; i segni di lavorazione che presenta sono probabilmente coevi alle fasi di riprofilatura del substrato tufaceo (Fig. 4.26). Tra -3 e -2,70 m slm il top della parete verticale presenta un piccolo gradino con cui il substrato si raccorda a due filari in blocchi tufacei sovrapposti che costituiscono la fondazione della struttura sovrastante, che come su anticipato viene interpretata come una Banchina portuale Romana di Età Augustea.

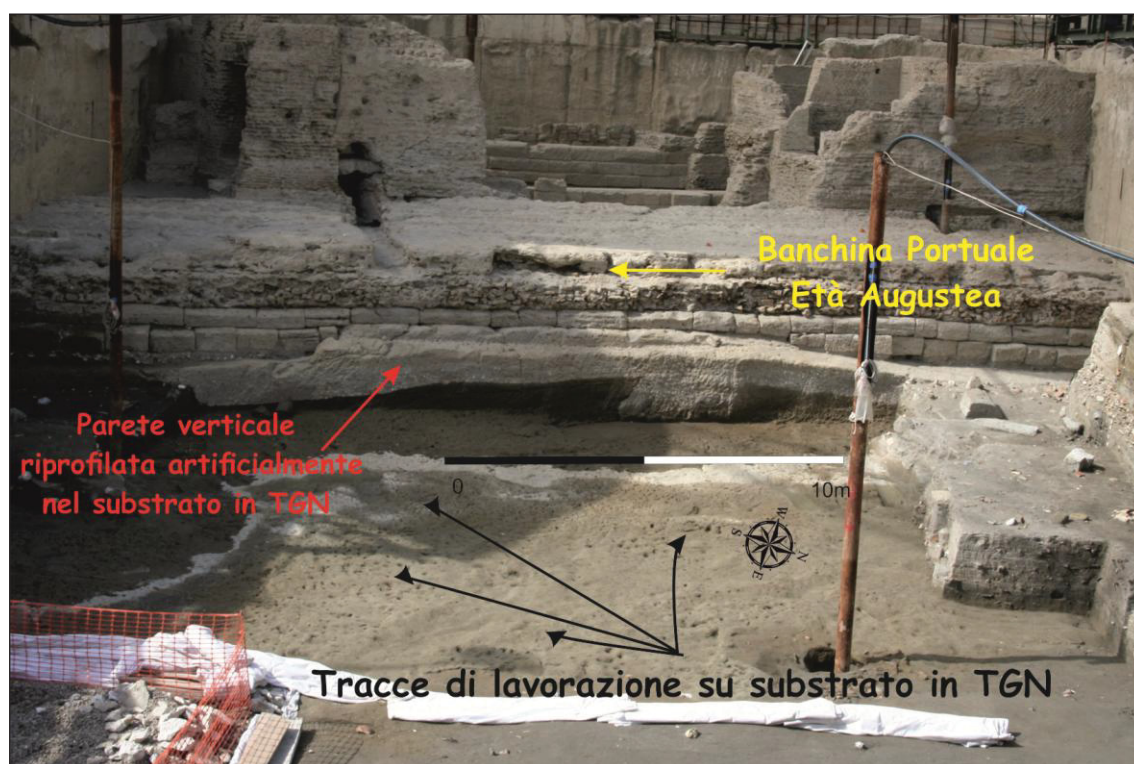


Figura 4.26 - Banchina portuale Augustea del Porto di *Neapolis* rinvenuta nel pozzo di stazione del cantiere Municipio di Napoli, poggiante su una parete verticale in substrato tufaceo artificialmente riprofilato (pds Linea 6 cantiere MN).

Durante il periodo compreso tra il 1st secolo BC-1st secolo AD i sedimenti hanno obliterato la parete verticale in substrato tufaceo alla base della Banchina Augustea; sono dunque ipotizzabili due fasi costruttive dell'insieme *parete in tufo-Banchina in blocchi*: la prima consistente nella riprofilatura verticale del substrato e la seconda, più tarda, di messa in posto dei blocchi tufacei nella malta pozzolonica. A differenza di molti contesti del Mediterraneo, sulla Banchina di *Neapolis* non sono state ritrovate strutture in pietra da ormeggio. Esse ben si evidenziano in altri contesti del Mediterraneo come ad esempio lungo la Banchina di Età Romana nel porto di Magdala, in Israele (Fig. 4.27; *Sarti et al.*, 2013).

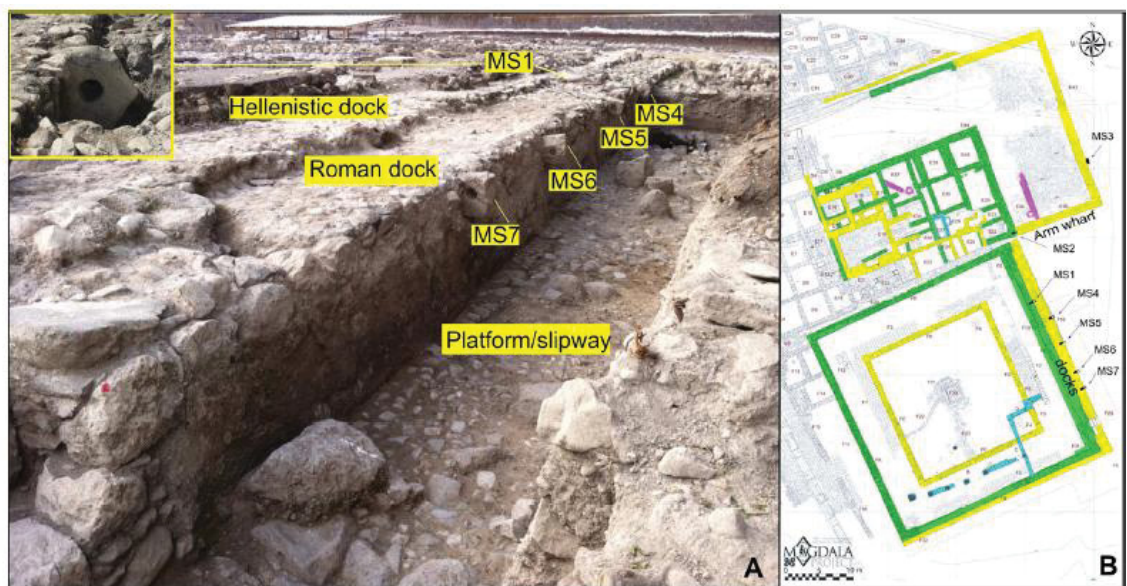


Figura 4.27 - Banchine Ellenistica e Romana nel porto lacustre di Magdala, in Israele (Sarti et al., 2013).

A differenza di quanto accade per il porto di *Neapolis*, in Magdala si evidenzia una giustapposizione di due banchine: una Romana e una Ellenistica immediatamente retrostante. Malgrado ciò, la tecnica costruttiva della Banchina Romana di Magdala sembra comparabile a quella di *Neapolis*: blocchi da subangolari a subarrotondati sono calati in una malta idraulica (Sarti et al., 2013). Antistante la Banchina Romana nel porto di Magdala è stata rinvenuta una rampa d'accesso atta ad estendere lo spazio per il carico e scarico dell'imbarcazioni. Come scritto nel paragrafo 3.3.2.1, nel porto di *Neapolis*, la sommità della parete intagliata nel substrato tufaceo sottostante la Banchina Augustea si inclina, verso i suoi margini laterali, in due piccole rampe immergenti di circa 10° verso NW e verso SE. Verosimilmente esse potevano occorrere, alla stregua del porto di Magdala, per facilitare i processi di carico e scarico del cargo e per tirare in

secca le imbarcazioni. Un sistema di banchine costruite nel medesimo bacino portuale in differenti intervalli temporali si rinviene nel porto antico di Marsiglia (Morhange, 1994; Morhange et al., 2001 e 2003). In particolare sono state rinvenute tre banchine rispettivamente di Età Greca (c.a. 600 BC), Ellenistica (c.a. 100 BC) Romana (20 AD) (Fig. 4.28).

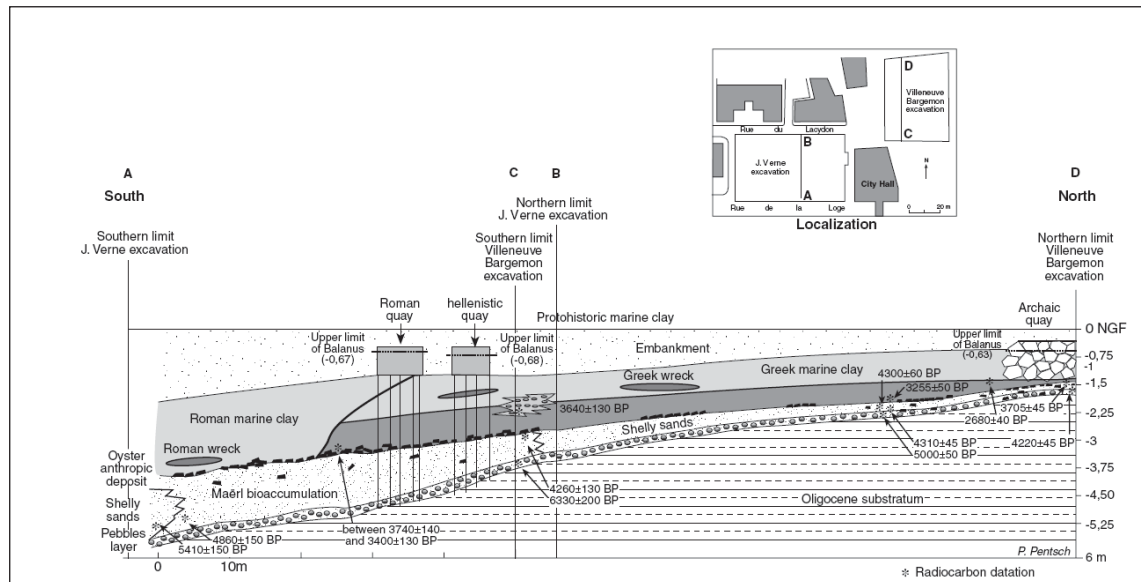


Figura 4.28 - Sezione stratigrafica di sintesi rinvenuta nell'attività di scavo archeologico del porto di Marsiglia. Si notino le tre banchine rispettivamente di Età Greca (c.a. 600 BC), Ellenistica (c.a. 100 BC) Romana (20 AD) rinvenute nelle aree di scavo (Morhange, 1994; Morhange et al., 2001).

Un altro contesto portuale in cui sono ben evidenti le pressioni antropiche è il succitato porto di Lechaion di Corinto. Come su detto, tale porto risulta caratterizzato da tre aree portuali interne ed una esterna. In particolar modo la zona portuale esterna era caratterizzata dalla presenza di diverse strutture portuali (Mourtzas et al., 2013). Nel dettaglio queste ultime includevano due moli costruiti alla fine di due frecce litorali, una Banchina nella prossimità della zona di accesso ai bacini interni corredata di una barriera protettiva e dei resti di edifici lungo il litorale. Focalizzando l'attenzione sulla Banchina, così come rinvenuto anche per il porto di *Neapolis*, essa possiede ancora un buon stato di conservazione. Seppur con delle differenze stilistiche rispetto a quella di *Neapolis*, anche la Banchina del porto esterno di Lechaion è costituita da blocchi e pezzame grezzo cementati insieme (Mourtzas et al., 2013). Attualmente così come rinvenuto per il porto di *Neapolis* i resti della Banchina di Lechaion sono visibili solo sotto il livello del mare attuale. Pertanto così come considerato nel presente lavoro di tesi, anche la Banchina di Lechaion si è rilevata un buon indicatore archeologico nelle ricostruzioni delle dinamiche degli intensi moti verticali del suolo e dei paleolivelli relativi del mare nell'area di Corinto a partire dal periodo Romano. Oltre che costituire

strutture funzionali all'attracco delle imbarcazioni (banchine e moli), la scoperta della malta idraulica costituita da pozzolana indurente in condizioni subacquee consentì agli antichi romani di erigere importanti strutture portuali solide e compatte a protezione dei loro bacini portuali: le barriere frangiflutti. Durante il periodo Romano, le barriere di tipo Greco realizzate attraverso la messa in opera di accumuli di detriti, lasciarono il posto a strutture verticali costituite da parete in malta e blocchi (*Franco, 1996*). I romani in tal senso svilupparono diverse tecniche costruttive sfruttando le conoscenze che avevano acquisito in materia di leganti tra i materiali a seconda dei contesti geomorfologici e idraulici che caratterizzavano i luoghi prescelti nell'ubicazione delle aree portuali (*De Architectura, Vitruvius*). Resti di barriere frangiflutti sono stati rinvenuti in moltissimi contesti portuali del Mediterraneo. Volendo fornire un esempio, è possibile annoverare il porto più ampio del periodo romano, ovvero quello della capitale dell'impero Romano: Portus nell'attuale cittadina di Fiumicino (*Testaguzza, 1970; Hohlfelder, 1987*) (Fig. 4.29).



Figura 4.29 - Barriera frangiflutti in travertino nel porto Claudius (*Testaguzza, 1970*).

Esso era dotato di due moli aggettanti verso il mar Tirreno. La barriera protettiva occidentale di Portus dove fu fondato un faro, fu costruita attraverso del calcestruzzo all'interno dello scafo della nave affondata che aveva trasportato dall'Egitto un grande obelisco utilizzato per decorare il Circo Vaticano. Come riconosciuto nel porto di *Neapolis*, anche in altri contesti antichi del Mediterraneo, la costruzione di bacini portuali e delle relative succitate strutture (banchine e barriere frangiflutti) era, talvolta, preceduta da interventi artificiali di riprofilatura del substrato di fondazione. In particolare il rilevamento in campo condotto nell'area di scavo di Linea 6 del cantiere Municipio di Napoli, ha evidenziato tracce di lavorazione sulla superficie sommitale del substrato tufaceo sottostante la Banchina Augustea (cfr 3.3.2.1) del porto antico. Secondo quando emerso, tali tracce (quote= -4,30/-5m slm) possono essere ricondotte a segni di escavazione ed estrazione di porzioni del bedrock tufaceo probabilmente ascrivibili intorno al 1st secolo BC-1st secolo AD (Fig. 4.30).



Figura 4.30 - Segni di escavazione ed estrazione di porzioni del bedrock tufaceo del porto Greco Romano di Neapolis sottostanti la Banchina Augustea rinvenute nel pds Linea 6 cantiere MN, probabilmente ascrivibili intorno al 1st secolo BC-1st secolo AD.

Le osservazioni condotte sulla superficie del substrato tufaceo hanno rilevato che l'estrazione è stata condotta in ambiente subaereo in quanto le tracce di tale operazioni sono bene precise e rettilinee (J.C. Bessac com. pers.). A tal proposito tenendo conto della quota del paleolivello del mare ricostruita per il periodo compreso tra 1st secolo AD- 5th secolo AD a $-1,60 \pm 0,1$ m slm (cfr 4.2), è verosimile avanzare l'ipotesi di operazioni di messa in secca del bacino portuale antistante la parete verticale in tufo sottostante la Banchina Augustea. Ciò potrebbe essere avvenuto attraverso operazioni di pompaggio accompagnate dalla messa in opera di cassoni di fondazioni (Fig. 4.31) (De Architectura, Vitruvius).

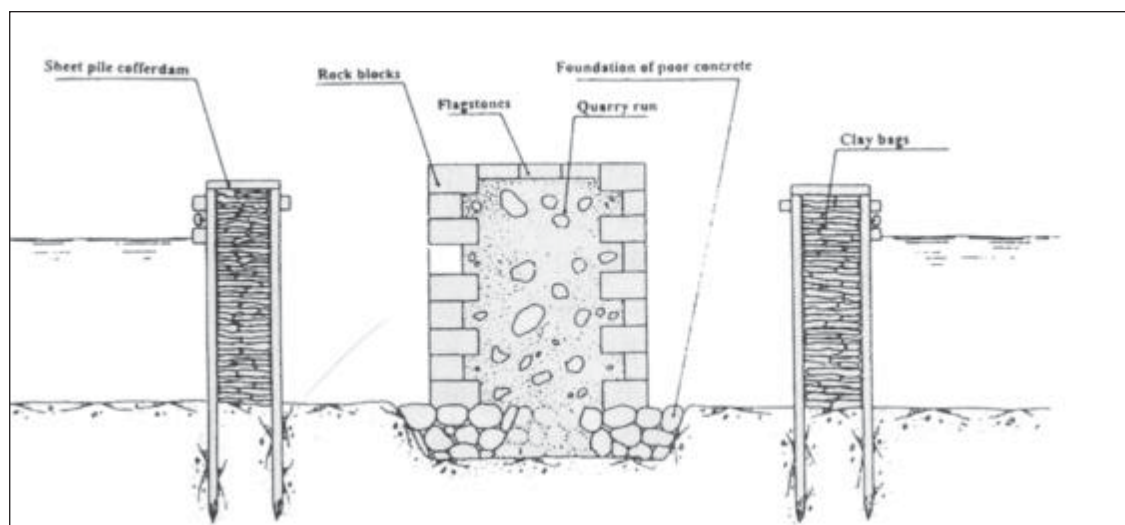


Figura 4.31 - Metodo per la messa in secca di un bacino con operazioni di pompaggio e di messa in opera di cassoni di fondazione riempiti di argilla (Prada e Della Pena, 1995 secondo quanto da Vitruvius in “De Architectura”).

Lo strumento utilizzato per l'estrazione di porzioni del substrato tufaceo sembra essere di tradizione ellenistica dotato di un bordo largo circa 15mm, perpendicolare ad un manico sufficientemente lungo (almeno 1 m / 1,20 m) (Bessac, 1996). Lo stesso strumento potrebbe essere stato utilizzato nel regolarizzare le asperità del substrato a seguito dell'estrazione. Interventi di escavazione artificiale atti alla modifica della morfologia dei contesti litorali previa ubicazione del porto sono stati rinvenuti anche nel porto antico di Ventotene (De Rossi, 1993). Qui venne infatti condotta una grande opera di escavazione nel substrato tufaceo per creare artificialmente un bacino portuale di circa 7000m² con annessa Banchina e barriera frangiflutti. In particolare quest'ultima fu realizzata cavando il substrato di tufo e creando un adeguato profilo parabolico verso mare e canale sommitale seguendo la tradizione Fenicia (Fig. 4.32) (De Rossi, 1993).

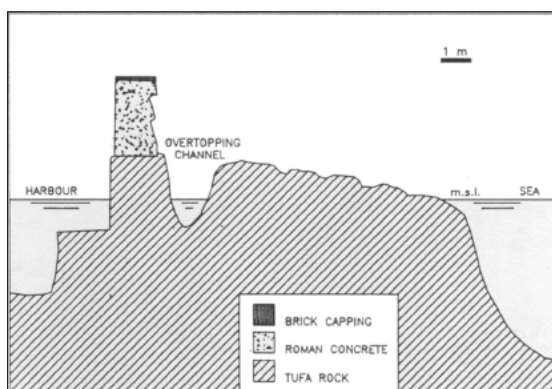


Figura 4.32 - Porto antico di Ventotene: barriera frangiflutti ottenuta dall'estrazione del tufo in posto (Franco, 1996).

In ultimo è possibile effettuare un confronto tra il bacino portuale di *Neapolis* e quello di *Cosa* fondato nel 2nd secolo BC (attualmente Ansedonia) in Toscana. Sebbene differenti, essi presentano interessanti analogie (Lewis, 1973; Brown, 1980). Entrambi i contesti infatti risultano fortemente condizionati dagli interventi antropici. In particolare nel porto di Cosa essi si sono manifestati attraverso la realizzazione di una barriera protettiva ottenuta attraverso l'estrazione di 2 tonnellate di roccia in posto dall'adiacente falesia. Come su detto, anche nel porto di *Neapolis* è stata rinvenuta la presenza di operazioni di estrazione di roccia in posto al fine di garantire una colonna d'acqua funzionale all'attracco e alla mobilitazione delle imbarcazioni nel porto. Nella scelta dell'ubicazione del bacino portuale hanno anche influito le morfologie naturali del litorale. La presenza infatti in entrambi i contesti, di promontori aggettanti che garantissero un parziale riparo dalle traversie meteomarine è stata sicuramente fondamentale nella scelta dell'area più idonea per la sede del porto antico.

Alla luce di quanto scritto è possibile evidenziare che l'area prescelta come idonea per l'ubicazione del porto di *Neapolis* si configura come una baia naturalmente semiconfinata. Tuttavia è molto evidente a suo interno l'insistente azioni antropica, continua durante tutto il periodo di funzionalità del porto stesso rappresentate da operazioni di dragaggio, costruzione di strutture quali Banchina, pontili e moli, e riprofilatura del substrato tufaceo probabilmente per garantire una colonna d'acqua alla mobilitazione delle imbarcazione e al funzionamento stesso del porto. Il confronto, seppure speditivo con gli altri contesti portuali, spinge a concludere che le attività antropiche nel porto Greco Romano di *Neapolis* ben si inseriscono in un quadro di interventi generalmente in uso nei porti antichi del Mediterraneo durante il periodo Greco - Romano.

Capitolo 5. Conclusioni e Sviluppi futuri

Con questo lavoro di tesi si è voluto contribuire alla conoscenza sulla ricostruzione del paleopaesaggio e dell'evoluzione paleoambientale della città di Napoli. L'acquisizione di nuovi dati condotta in tal senso per questo lavoro di tesi ha consentito in particolar modo di elaborare le ricostruzioni della paleomorfologia, paleogeografia e degli scenari paleoambientali soprattutto sulla fascia costiera compresa tra la Dorsale di Posillipo e il Centro Storico durante il Medio e Tardo Olocene. La particolare area di indagine, quale sede di un'antica e continua storia di occupazioni ed attività da parte dell'uomo ha condizionato la scelta dell'approccio di ricerca utilizzato per il raggiungimento di suddetti obiettivi. Le dinamiche storiche hanno sicuramente influenzato il paleopaesaggio e il paleoambiente della fascia costiera di Napoli; per questo motivo la scelta sul metodo di indagine è ricaduta su un approccio di studi geoarcheologico che ha consentito di combinare le informazioni derivanti dall'applicazione delle discipline delle scienze della terra e di quelle afferenti al campo dell'archeologia. La possibilità di acquisire nuove conoscenze seguendo dunque l'approccio più funzionale per il conseguimento dei suddetti obiettivi in una siffatta area di studio, è stata concretizzata attraverso l'intraprendere una proficua collaborazione tra il Dipartimento delle Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università Federico II e la Soprintendenza ai Beni Archeologici della Provincia di Napoli. A partire dal 2003 la realizzazione della metropolitana di Napoli ha comportato l'apertura di diversi cantieri diffusi lungo il litorale compreso tra la Dorsale di Posillipo e il Centro Storico. All'interno di questi cantieri, la Soprintendenza dei Beni Archeologici di Napoli ha intrapreso una lunga fase di scavo archeologico a cui hanno preso parte alcuni geologi del Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università di Napoli Federico II tra cui, negli ultimi anni, la scrivente. Gli scavi archeologici hanno fornito ottimi record stratigrafici, per approcciare ad uno studio geoarcheologico di ricostruzione paleoambientale e paleogeografica di 2 settori particolari della città compresi tra Dorsale di Posillipo e il Centro Storico:

1. La Baia di Chiaia (scavi archeologici aperti all'interno dei cantieri della Metropolitana di "AM" e "SP")
2. Municipio (scavo archeologico detto, pds Linea 6, aperto all'interno del cantiere "MN")

Lo studio condotto in questi due settori da parte della scrivente non è stato affrontato attraverso le medesime metodologie di indagine. Per la Baia di Chiaia, a causa di motivi logistici di campo, ed a causa di tempistiche che hanno visto partecipare la scrivente solo alle ultime fasi di attività di scavo nel cantiere di S. Pasquale, lo studio condotto si è incentrato sulla sola osservazione macroscopica del record stratigrafico emerso durante lo scavo, ed è stato basato esclusivamente sulla determinazione in campo e in foto di: litologia, geometrie deposizionali, variazioni latero-verticali dei sedimenti, strutture sedimentarie. Non è stato possibile effettuare campionature di log delle successioni stratigrafiche portate alla luce nelle aree di scavo (cantieri di S. Pasquale ed Arco Mirelli). Tuttavia l'interpretazione ragionata dei contesti deposizionali a cui si è pervenuto in base alle sole analisi macroscopiche della successione stratigrafica emersa dagli scavi, ha portato ad avanzare ipotesi verosimili sulla possibile evoluzione paleoambientale di questo settore. È doveroso ricordare che, per le summenzionate questioni tempistiche, la scrivente ha preso parte solo alle fasi finali della ricostruzione degli scenari paleoambientali del settore di Chiaia, già avviata dal gruppo di geologi e archeologici con cui la scrivente ha collaborato nei primi due mesi della presente ricerca di dottorato. La quasi totalità dell'attività di ricerca della scrivente si è incentrata sulle ricostruzioni paleoambientali e paleogeografiche del settore di Municipio. Lo studio condotto è stato molto più approfondito rispetto a quanto svolto per il settore di Chiaia ed è stato basato su indagini di campo, analisi di laboratorio tessiturali e paleontologiche su log differenti, analisi cartografica, studio di una ricca bibliografia, lettura di sondaggi geoarcheologici. L'acquisizione di nuovi dati geoarcheologici nelle aree di scavo su menzionate è avvenuta a valle della ricostruzione della generale morfologia dell'area di studio attraverso l'elaborazione di un Modello Digitale del Terreno, di una carta topografica e di una carta clivometrica. L'assetto topografico ricostruito in questi tre elaborati è stato dapprima inquadrato nella ricostruzione delle tappe della genesi e del modellamento del paesaggio dell'intera città di Napoli proposta da Ruella, 2008 e ripreso in Amato et al., 2009 e in secondo luogo utilizzato come base su cui georiferire tutti i nuovi dati paleoambientali acquisiti nelle aree di scavo archeologico. I principali esiti conseguiti con questa ricerca nella ricostruzione topografica e paleogeomorfologica del paesaggio di Napoli si possono riassumere di seguito. In generale l'assetto e l'evoluzione della morfologia superficiale dell'intero territorio di Napoli così come risulta dalla letteratura, dalle rappresentazioni del Modello Digitale del Terreno (cell size:5m) e dalle carte topografica e clivometrica prodotte dalla scrivente, si presentano

fortemente condizionati dal concorso di dinamiche endogene ed esogene esplicatesi durante il Tardo Quaternario. Nel Tardo Olocene a questi processi naturali si sono aggiunte le pressioni antropiche che hanno comportato una progressiva e sempre più intensa urbanizzazione, una modifica del naturale reticolo idrografico e un'asportazione di molto materiale. Riesaminando il territorio di studio nell'ambito della ricostruzione della genesi del paesaggio napoletano proposta da Ruello, 2008 e ripreso in Amato et al., 2009 è stato possibile evidenziare che:

1) le fasi più antiche (pre 15ka) sono caratterizzate dalla formazione dei principali rilievi collinari di Napoli quali i Camaldoli che discendono verso NE per raccordarsi alla Piana Campana e del pianoro di Antignano retrostante la Baia di Chiaia. E' possibile ascrivere a questo intervallo temporale precedente la messa in posto del TGN la formazione della collina del Vomero-San Martino legata ad un'attività vulcanica di coni tufacei retrostanti la Baia di Chiaia (Cole et al., 1994; Scarpati et al., 2013).

2) il successivo intervallo cronologico (15ka-5ka) è stato caratterizzato dall'eruzione del Tufo Giallo Napoletano con la cui messa in posto si giunge alla formazione del bordo calderico orientale: Dorsale di Posillipo (Pappalardo et al., 1999). Probabilmente così come ricostruito in Ruello, 2008 e Amato et al., 2009 i lineamenti tettonici che bordano il Pendino si sono attivati durante il periodo compreso tra l'eruzione del TGN e 5ka e sono riconducibili al complesso di faglie della MSFZ (Milia et al., 1998; Bellucci, 1994; Ruello, 2008 e Amato et al., 2009). L'azione delle faglie ribassanti il Pendino ha comportato l'approfondimento dei valloni che dissecano i versanti ad esso retrostanti. Sempre a questo periodo sarebbero riconducibili i fenomeni di spianamento marino delle morfologie terrazzate che si rinvengono a varie altitudini lungo il pendio di Chiaia.

3) a partire dall'Olocene Medio il paesaggio napoletano è stato caratterizzato da una progradazione della costa antistante sia il pendio di Chiaia che la paleofalesia modellata durante l'apice della Trasgressione Versiliana in corrispondenza del bordo meridionale del Pendino.

È proprio grazie 1) ai dati raccolti nei suddetti scavi archeologici, 2) all'approccio multimedologico con cui tali dati sono stati trattati 3) alla disamina critica delle conoscenze paleoambientali emerse dalle precedenti attività di ricerca geoarcheologica nel cantiere Municipio pds Linea 1 (Irollo, 2005; Giampaola e Carsana, 2007; Ruello, 2008; Amato et al., 2009; Carsana et al., 2009; Bourillon, 2005, Nziengui, 2010) che si è potuto, con un dettaglio temporale dell'ordine del millennio/secolo, stabilire le fasi di

tale progradazione e l'evoluzione paleoambientale occorsa tra il Medio-Tardo Olocene nella Baia di Chiaia e nel settore Municipio.

Le tappe dell'evoluzione Olocenica dell'area costiera di studio si possono riassumere come segue:

Età Pre-protostorica

Baia di Chiaia:

Durante tutto il periodo Preistorico la Baia di Chiaia in corrispondenza delle aree dei cantieri 'Arco Mirelli e San Pasquale' è caratterizzata da un ambiente di spiaggia sommersa interessato da sporadici episodi di natura alluvionale. E' stato possibile evidenziare per ciò che riguarda il periodo Preistorico un paesaggio costiero dominato da un profilo di costa alta e rocciosa, con una paleofalesia arretrata rispetto all'attuale linea di costa. Alla fine del periodo Preistorico si assiste ad un cambiamento in termini paleoambientali del settore costiero di Chiaia in risposta alla messa in posto dei prodotti dell'eruzioni di Agnano Monte Spina e di Astroni. Da quanto emerso dalle aree di indagine infatti, si rinviene una piattaforma di abrasione di ambiente mesolitorale intagliata sui livelli dell'unità vulcaniche su dette e sulle quali vanno a depositarsi i prodotti dell'eruzione vulcanica delle Pomici di Avellino.

Settore di Municipio:

Il massimo della risalita post glaciale lungo il litorale orientale di Napoli che si estende da piazza Municipio a piazza Garibaldi è ben evidenziato dalla presenza di sedimenti litorali trasgressivi che vanno a riempire le incisioni torrentizie incidenti il substrato di Tufo Giallo Napoletano subito dopo la sua messa in posto. Con l'apice della trasgressione marina Versiliana (c.a. 5ka) s'impone uno scenario di costa alta lungo il bordo del Pendino. Nell'area occupata dall'attuale cantiere "MN", la linea di riva corrispondente al periodo Medio Olocenico disegna già a partire dal Medio Olocene una baia subito ad est del Monte Echia.

Età Greco-Romana

Baia di Chiaia:

Il periodo Greco-Romano evidenzia una progressiva variazione del contesto paleoambientale costiero rispetto all'intervallo temporale precedente. Sia nel cantiere

‘San Pasquale’ che in quello ‘Arco Mirelli’ l’Età Greco-Romana compresa tra la fase Arcaica e quella Ellenistico-Romana (8th -1st secolo BC) vede l’istaurarsi di un ambiente marino sommerso. Durante la prima Età Imperiale (1st secolo AD) depositi di battigia si avvicinano a quelli di ambiente marino sommerso che si configurano mediante un sistema barra - truogoli. Così come accadeva durante l’intervallo precedente apporti torrentizi interrompono la sedimentazione di sabbia fine di ambiente sommerso inducendone fenomeni di erosione e di forte riduzione degli spessore dei depositi. Durante la fine del 1st secolo AD e in tutto il Medio Tardo Impero la deposizione marina e gli apporti da monte inducono una tendenza progressiva alla progradazione della linea di riva in risposta della quale inizia a crescere una stretta fascia di spiaggia emersa ai piedi della paleofalesia Pre-Protostorica.

Settore di Municipio:

Durante l’Età Greco-Romana (4th secolo BC-fine 4th secolo AD) si delinea maggiormente la baia originatasi in precedenza. La zona diventa sede di un bacino portuale, così come documentato da vari ritrovamenti archeologici consistenti in una banchina portuale di Età Augustea (pds Linea 6 e area di scavo detta Mezzanino S. Giacomo), in malta e tufo, un molo e pontili con orientazione perpendicolare alla banchina stessa. A nord del molo (1st secolo AD), si rinvencono inoltre relitti di imbarcazioni mercantili (pds Linea 1). In tutto questo intervallo temporale, la baia portuale è caratterizzata da un ambiente di spiaggia sommersa parzialmente riparata solo nelle sue porzioni orientali, dalla presenza di un promontorio molto pronunciato impostato nel TGN. Il rilevamento in campo condotto nell’area di scavo di Linea 6 del cantiere Municipio di Napoli, ha evidenziato tracce di lavorazione sulla superficie sommitale del substrato tufaceo sottostante la banchina Augustea del porto antico. Secondo quando emerso, tali tracce (quote= -4,30/-5m slm) possono essere ricondotte a segni di escavazione ed estrazione di porzioni del bedrock tufaceo probabilmente ascrivibili alla fine dell’Età Repubblicana e gli inizi dell’Età Imperiale. Le osservazioni condotte sulla superficie del substrato tufaceo hanno rilevato che l’estrazione è stata condotta in ambiente subaereo data la precisione e la rettilinearità delle tracce di taglio (Bessac com. pers.). E’ verosimile dunque avanzare ipotesi di operazioni di messa in secca del Bacino Portuale antistante la parete verticale in tufo sottostante la banchina Augustea per premettere la riprofilatura del substrato tufaceo e l’estrazione di materiali, tra fine dell’Età Repubblicana e gli inizi dell’Età Imperiale. I fondali marini del Bacino

Portuale Greco-Romano ricoprono un intervallo temporale compreso tra il 4th secolo BC (periodo ellenistico) e la fine del 4th secolo AD. Si tratta di sedimenti costituiti da sabbia, medio-grossolana nelle zone interne del bacino che diventano via via più limosi spostandosi verso il mare aperto. La funzionalità del Bacino Portuale è garantita da operazioni di dragaggio del fondale avvicendatesi più volte tra il 4th secolo BC e il 1st secolo AD. La ricca presenza di ceramiche, vetri, blocchi da costruzione, ciottoli di zavorra delle imbarcazioni etc. è un'ulteriore conferma che la baia in questo settore viene frequentata ed utilizzata come scalo mercantile. Sotto il profilo paleontologico (macro-microfauna), specie di ambiente marino infratidale connesse con il mare aperto caratterizzano tutto il periodo di funzionalità del bacino. Pertanto anche grazie alle informazioni di carattere faunistico è possibile avvalorare la ricostruzione che il Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis* fosse un'area non totalmente e artificialmente chiusa ma al contrario una realtà semiprotetta da un promontorio naturale verso ovest e ben calata nelle dinamiche di mare aperto verso NE. Durante il periodo compreso tra il 2nd secolo AD e 4th secolo la macrofauna comincia ad incrementare la propria percentuale. E' probabile che questa cominci a trovare delle condizioni fisico chimiche più favorevoli rispetto a quelle del 1st secolo AD una volta cessati i dragaggi e il rimaneggiamento dei depositi vulcanici dell'eruzione vesuviana del 79 AD.

Dalla Tarda Antichità all'Età Moderna:

Baia di Chiaia:

Il paesaggio costiero durante la Tarda Antichità consiste in una stretta spiaggia emersa caratterizzata da apporti alluvionali che determinano il graduale seppellimento della paleofalesia e la progradazione della linea di riva. Nelle aree di cantiere di AM e SP, depositi alluvio-torrentizi di 4th secolo AD, che si organizzano in probabili conoidi alluvionali, erodono a luoghi le unità di spiaggia di Età Romana. Essi sono probabilmente da mettere in relazione sia a fattori climatici che alla cattiva manutenzione dei versanti in concomitanza di periodi di crisi economico-sociali. La successione della Tarda Antichità si chiude con un deposito di origine antropico a circa -1 m slm. L'assenza di selezione e la distribuzione caotica dei materiali portano ad interpretare tale deposito come il risultato di uno o più fasi successive di scarichi e il relativo impiego della spiaggia sottostante come apposita area di discarica. Il lungo hiatus (Età Alto Medievale) nella sequenza stratigrafica al top della successione della Tarda Antichità emersa in entrambi i cantieri di AM e SP evidenzia un periodo di

stabilità di un ambiente emerso lungo la costa. Inoltre esso appare indicare l'esistenza di una stasi significativa nei processi alluvio denudazionali lungo i versanti retrostanti la baia. Per l'Età Moderna il profilo dell'intero litorale di studio appare rettificato e sagomato dall'ormai sviluppato contesto urbano.

Settore di Municipio:

Durante la prima metà del 5th secolo AD si assiste ad cambiamento paleocologico e paleoambientale importante. L'incremento evidente in specie lagunari, quelle di sabbia fangosa parallelamente ad un decrescita degli organismi di ambiente infralitorale è interpretabile con una chiusura del Bacino Portuale in un ambiente di laguna. Quest'ultimo è favorito dalla crescita di una serie di cordoni litorali paralleli all'ingresso della baia portuale. Anche da un punto di vista tessiturale i fondali marini sono caratterizzati da un decremento della granulometria probabilmente associabile a processi di decantazione e leggera trazione in un ambiente più riparato rispetto alle fasi precedenti. Le dinamiche di un progressivo interrimento e abbandono del Bacino Portuale occorrono durante la seconda metà del 5th secolo AD e gli inizi del 6th secolo AD. I sedimenti che chiudono la successione stratigrafica di Tarda Antichità (seconda metà del 5th secolo AD- 6th secolo AD) sono molto grossolani e poco selezionati per ciò che riguarda la componente ghiaiosa: arrivi torrentizi si riversano nell'ambiente lagunare colmandolo definitivamente. L'evidenza di un cambiamento nella destinazione d'uso della area è testimoniata dalla diffusa presenza della formazione di paleosuoli di 6th secolo AD sui quali sono state rinvenute sistemazioni agricole. Il seppur modesto trend progradazionale della linea di riva durante la Tarda Antichità seguirà fino all'Età Moderna. Nell'Alto Medioevo si impostano in questo settore cattive condizioni di drenaggio tipiche di un ambiente palustre. Per l'Età Moderna il profilo dell'intero litorale di studio appare rettificato e sagomato dall'ormai sviluppato contesto urbano e dalla costruzione di due bacini portuali individuati dai cosiddetti "Molo Grande" e "Molo Piccolo".

Circa gli eventi geologici che hanno influito sull'evoluzione della fascia costiera napoletana, il confronto tra i paleolivelli relativi del mare e i dati eustatici del Medio Tardo Olocene, ha evidenziato un importante contributo dei moti verticali del suolo. I principali esiti conseguiti circa le considerazioni sui moti verticali possono essere sintetizzati quanto segue:

Baia di Chiaia:

Sulla base del confronto tra i paleolivelli marini ricostruiti e le curva eustatica proposta in Cinque et al., 2011 che tiene conto dei dati estratti dalla letteratura sulle oscillazioni del livello del mare in aree stabili lungo le coste del Mediterraneo occidentale (Schmiedt, 1972; Pirazzoli, 1987; Alessio et al., 1994; Barra et al., 1996; Morhange et al., 2001; Lambeck et al., 2004), la Baia di Chiaia evidenzia un generale trend di subsidenza dall'Età del Bronzo fino all'Età Moderna. Il valore medio di subsidenza stimato in tutto il Medio-Tardo Olocene si attesta intorno ad 1mm/a. Tale valore sembra consistente con la tendenza della tettonica regionale per il Graben Campano (Cinque et al., 2011). Periodi di subsidenza accelerata sono valutati per la Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) e per l'Età Moderna (12th-15th secolo AD) dell'ordine di 4-6mm/a. In particolare, si evince che gli alti tassi di subsidenza sono in fase con alcune specifiche fasi di bradisismo negativo (abbassamento del suolo), registrate a Pozzuoli da diversi autori (Orsi et al., 1947; Cinque et al., 1997; Morhange et al., 2006). Dunque è molto probabile che la zona di Chiaia pur essendo inserita nelle dinamiche tettoniche a scala regionale, risenta anche, data la stretta vicinanza spaziale, degli andamenti vulcano-tettonici della caldera Flegrea.

Settore di Municipio:

Focalizzando l'attenzione sul periodo Ellenistico-Romano, i fondali marini rinvenuti nel pozzo di stazione Linea 1 nella successione stratigrafica, sono tutti più bassi del livello attuale in quanto compresi tra circa -6 e circa -4 m slm. Il livello del mare relativo proposto in Ruello, 2008, Cinque et al., 2011, mediato su tutto l'arco temporale romano risulta compreso in una barra di errore di circa 3 m (quote assolute della barra di errore della posizione del livello relativo del mare -3,50/-0,35m slm). Anche per la Tarda Antichità la posizione degli indicatori utilizzati per la stima del corrispondente paleolivello marino si trova al di sotto del livello del mare attuale. Il paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità ricostruito da Ruello (2008) e Cinque et al.

(2011) oscilla tra +0,10 e -1,90m. Esso in particolare è riferito al primo livello di battigia che oblitera l'antico Bacino Portuale Greco-Romano di *Neapolis*.

Lo studio condotto dalla scrivente ha evidenziato la presenza di una successione di ostreidi incrostati lungo tutto il fronte della banchina Augustea rinvenuta nel pozzo di stazione Linea 6 del cantiere Municipio. Essi sono stati utilizzati per implementare le conoscenze proposte in Ruello et al. (2008) e Cinque et al. (2011) in termini di ricostruzione del paleolivelli marini per l'intervallo cronologico Romano-Tardo Antico nella zona di Municipio. In riferimento a tali considerazioni, il livello più alto degli ostreidi rinvenuto sulla banchina $-1,60 \pm 0,10$ m slm è obliterato da un sedimento di seconda metà del 5th secolo AD e rappresenta un chiaro indicatore della posizione del livello relativo del mare proprio per tale periodo. Sebbene l'indicatore sedimentologico (battigia) rinvenuto a Linea 1 usato in Ruello (2008) e Cinque et al. (2011) per la stima del paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) sia affetto da un maggior grado di incertezza rispetto al coevo indicatore usato dalla scrivente in Linea 6, si nota che le valutazioni sulla posizione del paleolivello del mare relativo ottenute in entrambi i casi sono ben correlate tra loro: il paleolivello relativo del mare della Tarda Antichità (5th-6th secolo AD) ottenuto dalla scrivente è ben inserito nel range indicato in Cinque et al. (2011). Tenendo conto della colonna d'acqua funzionale al pescaggio delle imbarcazioni presso la banchina Augustea è possibile pensare di estendere la posizione del livello del mare di $-1,60m \pm 0,10m$ indietro nel tempo fino almeno al periodo di messa in opera della struttura stessa. Tale ipotesi potrebbe anche essere avvalorata dal fatto che il valore di $1,60m \pm 0,10m$ ben si inserisce nella barra di errore del paleolivello relativo del mare proposta per l'intero periodo Romano (3,50/-0,35 m slm) in Ruello (2008) e Cinque et al. (2011).

I risultati raggiunti da questo studio possono costituire un punto di partenza per sviluppare nuove ricerche volte a:

- Implementare con l'apertura di nuove aree di scavo all'interno del cantiere Municipio, le ricostruzioni paleoambientale e paleogeografica dell'antico porto di *Neapolis-Parthenope* soprattutto nel periodo Greco (8th-4th secolo BC): le attività di dragaggi, gli interventi artificiali eseguiti sul substrato di fondazione del porto, riscontrati nei pds Linea 1 e 6 e trattati nella presente tesi, hanno

alterato/cancellato la successione stratigrafica di tale periodo e quindi impedito di conoscere in maniera precisa e puntuale la storia d'utilizzo della Baia durante l'egemonia di *Parthenope*.

- Approfondire la ricerca geoarcheologica in altri scali portuali antichi del Golfo di Napoli-Pozzuoli al fine di ricostruire un completo scenario paleoambientale-paleogeografico quale sfondo comune da cui partire per migliorare e affrontare in maniera più mirata e consapevole studi di carattere storico-archeologico che colgano i legami tra i vari insediamenti ivi fondati nel periodo Greco-Romano.
- Valutare meglio il ruolo con cui le componenti climatica ed antropica si sono interfacciate e hanno influito sull'evoluzione delle società antiche, inserendo quanto ricostruito per Napoli in un quadro sinottico che coinvolga altri contesti della Campania.
- Entrare più approfonditamente nelle dinamiche vulcano tettoniche del distretto Flegreo e Vesuviano quale fondamentale strumento da cui partire e a cui riferirsi in qualsiasi studio geoarcheologico futuro lungo le coste Campane.

Bibliografia

A.A.V.V.(1993). Schede. In Alisio G. (Ed.). Il passeggio di Chiaia, immagini per la storia della Villa Comunale Electa, Napoli.

Acocella V., Salvini F., Funiciello R., Faccenna C. (1999). The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 123-139.

AGIP (1987). Geologia e Geofisica del Sistema Geotermico dei Campi Flegrei. Servizi Centrali per l'Esplorazione, SERG-MMESG, San Donato Milanese, 19pp.

Aichison J. (1986) The statistical analysis of compositional data. Chapman & Hall, New York, 416.

Aitchison J., Greenacre M. (2002). Biplots of compositional data. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)* 51, 375-392.

Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Belluomini G., Improta S., Manfra L., Preite Martinez M. (1994). La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 Ka ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. *Memorie Descrittive Carta Geologica D'Italia LII*, 261-276.

Alessio M., Allegri L., Azzi C., Calderoni G., Cortesi C., Improta S., Petrone V. (1973). ¹⁴C tephrochronology with different fractions of Paleosolhumic matter at Procida Island, Italy. *Radiocarbon* 31, 664-671.

Alisio G. (1993). Il "passeggio di Chiaia": dagli interventi vicereali ai futuri progetti. In Alisio G. (Ed.). Il passeggio di Chiaia, immagini per la storia della Villa Comunale. Electa, Napoli 11-12.

Allevato E., Russo Ermolli E., Di Pasquale G. (2009). Woodland exploitation and Roman shipbuilding – Preliminary data from the shipwreck Napoli C (Naples, Italy). *Mediterranean* 112, 33-42.

Allevato E., Russo Ermolli E., Boetto G., Di Pasquale G. (2010) Pollen- wood analysis at the Neapolis harbour site (1st-3rd century AD, southern Italy) and its archaeobotanical implications. *Journal of Archaeological Science* 37, 2365-2375.

Amato L., Guastaferro C. (2002). Ricostruzione del modello del sottosuolo e delle variazioni altimetriche nell'area flegreo-napoletana desunte dall'analisi cronostratigrafica e dai dati delle fonti storiche, Associazione Geotecnica Italiana, XXI Convegno Nazionale di Geotecnica, L'Aquila, 11 – 14 Settembre, 2002

Amato L., Carsana V., Cinque A., Di Donato V., Giampaola D., Guastaferro C., Irollo G., Morhange C., Romano P., Ruello M.R. & Russo Erolli E. (2009). Ricostruzioni morfoevolutive nel territorio di Napoli: l'evoluzione tardo pleistocenica-olocenica e le linee di riva in epoca storica. *Mediterranee* 112, 23-31.

Andronico D., Calderoni G., Cioni R., Sbrana A., Sulpizio R., Santacroce R. (1995). Geological map of Somma-Vesuvius volcano. *Periodico di Mineralogia* 64, 77–78.

Arienzo I., Moretti R., Civetta L., Orsi G., Papale P. (2010). The feeding system of Agnano–Monte Spina eruption (Campi Flegrei, Italy): dragging the past into present activity and future scenarios. *Chemical Geology* 270, 135-147.

Arrighi S., Principe C., Rosi M. (2001). Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. *Bulletin of Volcanology* 63, 126-150.

Athersuch J., Home D.J., Whittaker J. E. (1990). Marine and Brackish Water Ostracods (Superfamilies Cypridacea and Cytheracea; Keys and Notes for the identification of the Species). Brill Academic Publishers, Leiden.

Atlante di Napoli per il Centro Storico, (1992), (Volo Centro Storico, Luglio 1991), realizzato dalla Soprintendenza generale agli interventi post sismici in Campania e Basilicata, su base areofotogrammetrica restituita mediante ortofotopiano su cartografia numerica del Comune di Napoli in scala 1:500.

Baldi A. (1998). Napoli Geologica. Tempo lungo Edizioni, pp. 228.

Balducci S., Vaselli M., Verdiani G. (1983). Exploration well in the Ottaviano permit, Italy. Trecase 1. European Geothermal Update, 3rd International Symposium, Monaco, 407-418.

Barash A., Danin Z. (1992). Fauna Palaestina, Mollusca I. Annotated list of Mediterranean mollusks of Israel and Sinai. The Israel Academy of Sciences and Humanities. Jerusalem

Barbieri M., Di Girolamo P., Locardi E., Lombardi G., Stanzione G. (1979). Petrology of the calcalkaline volcanism of Parete 2 well (Campania, Italy). Periodico di Mineralogia 48, 53-74.

Barra D., Bonaduce G., Brancaccio G., Brancaccio L., Cinque A., Ortolani F., Pagliuca S., Russo F. (1989). Evoluzione geologica olocenica della piana costiera del fiume Sarno (Campania). Memorie della Società Geologica Italiana 42, 255-267.

Barra D., Romano P., Santo A., Campajola L., Roca V., Tuniz C. (1996). The versilian trasgression in the Volturno river plain. Palaeoenvironmental history and chronological data. Il Quaternario 10 (2), 571-578.

Bartoli C., Boenzi G., Di Marco M., Iodice S. (2012). Napoli – Linea 6, tratta metropolitana Mergellina-Piazza Municipio, Stazione S. Pasquale– Area Pozzo, Area 1. Indagini archeologiche 2009-2011. Relazione finale di scavo.

Bartoli C., D'Avella A., Giglio M., Schiano di Cola C. (2012). Napoli – Linea 6, tratta metropolitana Mergellina-Piazza Municipio, Stazione Arco Mirelli– Area Pozzo, Area 1. Indagini archeologiche 2009-2011. Relazione finale di scavo.

Beach T., Dunning N., Luzzadder Beach S., Lohse J., Cook D. (2006). Ancient Maya Impacts on soil and soil erosion. Catena 66, 166-178.

Bellan Santini D., Lacaze J.C., Poizat C., (1994). Les biocénones marines et littorales de Méditerranée. Coll . Patrimoines Naturels, vol 19. Muséum National d'Histoire Naturelle Paris.

Bellucci F. (1998). Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi effusivi ed esplosivi nel sottosuolo dell'area del Somma-Vesuvio. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 117, 385-405.

Bellucci F. (1997). Ricostruzione stratigrafica nel sottosuolo dell'area urbana di Napoletana da Dati di Perforazione Relazione finale Borsa di studio CNR.

Bellucci F. (1994). Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana. *Bollettino della società geologica italiana* 113(2), 395-420.

Bernasconi A., Bruni P., Gorla L., Principe C., Sbrana A. (1981). Risultati preliminari dell'esplorazione geotermica profonda nell'area vulcanica del Somma-Vesuvio. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 4, 237-240.

Bertagnini A., Landi P., Rosi M., Vigliargio A. (1998). The Pomice di Base plinian eruption of Somma-Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83, 219-239.

Bessac J.C. (1996). La pierre en Gaule Narbonnaise et les carrières du Bois des Lens (Nîmes): Histoire, archéologie, ethnographie et techniques. *Journal of Roman Archaeology* 333, 205-236.

Bini M., Anichini F., Bindi D., Dubbini N., Fabiani F., Gattiglia G., Giacomelli S., Gualandi L., Noti V., Pappalardo M., Rossi V., Sarti G., Steffe S. (2013). A geoarchaeological approach for assessing the archaeological potential in the city of Pisa (NW Italy). *Atti di convegno Geomorphology and sustainability*, 8th IAG International Conference on Geomorphology - August 27th to 31st, 2013: *Geomorphology and sustainability*, 410.

Bonardi G., D'Argenio B., Perrone V. (1988). Carta Geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1: 250.000. *Memorie della Società Geologica Italiana* 41, 13-41.

Bonaduce G., Ciampo G., Masoli M., (1975). Distribution of Ostracoda in the Adriatic sea. *Pubbl. Staz. Zool. Napoli* 40, 1-304.

Boomer I., Eisenhauer G. (2002). Ostracod faunas as palaeoenvironmental indicators in marginal marine environments. In Holmes J.A., Chivas A.R. Eds, *The Ostracoda : Applications in Quaternary Research*, Geophysical Monograph, vol 131. American Geophysical Union, Washington DC, 135-149.

Bourrillon J., Morhange C. (2006). Etude paléo-environnementale du bassin portuaire antique de Naples. *Ecole Doctorale Espace, Cultures et Sociétés Université Paule Cézanne de Provence*.

Boussac M.F. (2009). Taposiris Magna: la création du port artificiel. In: Dumasy F. and Queyrel F. (eds.), *Archéologie et environnement dans la Méditerranée antique*, 123-142.

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Russo F., Santangelo N., Santo A. (1991). Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Zeit. Geomorph., Suppl. Bd. vol. 82*, 47-58

Brancaccio L., Cinque A., Romano P., Rosskopf C., Santangelo N., (1995), L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica, *Memorie della Società Geografica Italiana*. 53, 313-336.

Brocchini D., Principe C., Castradori D., Aurenzi M.A. Gorla L. (2001). Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well – *Mineralogy and Petrology* 73, 67-91.

Brown F.E. (1980). *Cosa: The Making of a Roman Town*. Michigan University Press, 1980

Bruno P.P.G., Rapolla A., Di Fiore V. (2003). Structural setting of the Bay of Naples (Italy) seismic reflection data: implications for Campanian volcanism, *Tectonophysics* 72, 193-213.

Butzer K.W. (1982). *Archaeology as Human Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge.

Calderoni G., Russo F. (1998). The geomorphological evolution of the outskirts of Naples during the Holocene : a case study of the Bagnoli-Fuorigrotta depression. *The Holocene* 8-5, 581-588.

Calinsky RB. Harabasz J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics* 3, 1-27.

Capaldi G., Civetta L., Di Girolano P., Lanzara R., Orsi G., Scarpati C. (1987). Volcanological and geochemical constraints on the genesis of the deposits of Yellow tuff in the Neapolitan- Phlegrean area. *Rendiconti dell'Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche*, Special Issue, 25-40.

Capasso B. (1895). *Topografia della città di Napoli nell'XI secolo*. Napoli.

Capasso B. (1904). *Capasso-De Petra, 1904. Napoli Greco-Romana*. Napoli Ed. Berisio 1987.

Cappelletti P., Cerri G., Colella A., De Gennaro M., Langella A., Perrotta A., Scarpati, C. (2003). Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite. *Mineralogy and Petrology* 79, 79-97.

Carminati E., Wortel M.J.R., Spakman W. Sabadini R., (1998). The role of slab detachment process in the opening of the western–central Mediterranean basins. Some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651–665.

Carsana V., Febbraro S., Giampaola D., Guastaferro C., Irollo G., Ruello M.R. (2009) Evoluzione del paesaggio costiero tra Parthenope e Neapolis: una sintesi geoarcheologica per l'area dell'antico porto. *Méditerranée* 112, 15-22.

Carta Geologico – Tecnica della città di Napoli. (1967). tavola in AA. VV. redatta da Nicotera P. e Lucini P. con la collaborazione di Innocenti G.

Carta Topografica di Napoli in scala 1: 1000, Comune di Napoli.

Cinque A., Russo F. (1986). La linea di costa del 79 d.C. fra Oplonti e Stabiae nel quadro dell'evoluzione olocenica della Piana del Sarno (Campania). Bollettino della Società Geologica Italiana 105, 11-121.

Cinque A., Romano P. (1990). Segnalazione di nuove evidenze di antiche linee di riva in Penisola Sorrentina (Campania). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 13, 23-36.

Cinque A., Russo F., Pagano M. (1991). La successione dei terreni di età post-romana delle terme di Miseno (Napoli) : Nuovi dati per la storia e la stratigrafia del bradisismo poteolano. Bollettino della Società Geologica Italiana 110, 231-244.

Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993). Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. Annali di Geofisica 36, 249-260

Cinque A., Irollo G. (2008). La paleogeografia dell'antica Herculaneum e le fluttuazioni, di origine bradisismica, della sua linea di costa in P. G. Guzzo M.P. (a.c.), Nuove ricerche archeologiche nell'area vesuviana (scavi 2003-2006) Atti del Convegno Internazionale, Roma 1-3 febbraio 2007, Roma 2008, 425-248.

Cinque A., Irollo G., Camardo D. (2009). Antiche attività estrattive e cicli bradisismici sulla costa dell'antica Herculaneum: percorsi, esiti e prospettive di una ricerca geoarcheologica. Vesuviana, Archeologie e confronto 1-17.

Cinque A., Irollo G., Romano P., Ruello M.R., Amato L., Giampaola D. (2011) Ground movements and sea level changes in urban areas: 5000 years of geological and archaeological record from Naples (Southern Italy). Quaternary International 232, 45-55.

Cioni R., Marianelli P., Sbrana A. (1992). Dynamics of the AD 79 eruption: Stratigraphic, sedimentological and geochemical data on the successions from the Somma-Vesuvius southern and eastern sectors. *Acta Vulcanologica* 2, 109-123.

Cioni R., Santacroce R., Sbrana A. (1999). Pyroclastic deposits as a guide for reconstructing the multi-stage evolution of the Somma-Vesuvius Caldera. *Bulletin of Volcanology* 60, 207–222.

Cioni R., Bertagnini A., Santacroce R., Andronico D., (2008). Explosive activity and eruption scenarios at Somma-Vesuvius (Italy): Towards a new classification scheme. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 331-346.

Civetta L., Orsi G., Pappalardo L., Fisher R.V., Heiken G., Ort M. (1997). Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes—the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75, 183-219.

Coe A.L. (2003). *The sedimentary record of Sea-level change*. Cambridge University Press, 286pp.

Cole P.D., Scarpati C. (1993). A facies interpretation of the eruption and emplacement mechanisms of the upper part of the Neapolitan Yellow Tuff, Campi Flegrei, southern Italy. *Bulletin of volcanology* 55, 311-326.

Cole P.D., Perrotta A., Scarpati C., (1994). The volcanic history of the southwestern part of the city of Naples. *Geol. Mag.* vol 131(6), 785-799.

Colletta T. (2006). *Napoli città portuale e mercantile*. Ed. Kappa pp. 480.

Costanzo M.R. (2012). *Modelli delle velocità sismiche di taglio della struttura crostale profonda della Piana Campana mediante cross-correlazione di rumore sismico*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XXIV ciclo. Università degli Studi di Napoli Federico II. Website <http://www.fedoa.unina.it>.

Cubellis E., Ferri M., Luongo G., Obrizzo F. (2001). The roots of Mt. Vesuvius deduced from gravity anomalies. *Mineralogy and Petrology* 73, 23-38.

Croce B. (2004). *Storie e leggende napoletane*. A cura di G.Galasso. Adelphi. Milano

D'Angelo G., Gargiullo S., (1978). *Guida alla conchiglie mediterranee*. Fabbri Editore, Milano

Daunis-i-Estadella J., Martin Fernandez J.A., Palarea Albaladejo J.(2008). Bayesian tools for zero counts in compositional data In: *Proceedings of the 3rd International Workshop on Compositional Data, CoDaWork'08*.

De Gennaro M., Calcaterra D., Cappelletti P., Langella A., Morra V. (2000). Building stone and related weathering in the architecture of the ancient city of Naples. *Journal of Cultural Heritage* 1, 399-414.

Deino A.L., Orsi G., de Vita S., Piochi, M. (2004). The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera, Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133, 157-170.

De Pippo D., Donadio C., Pennetta M., Alessio V., Vecchione C. (1998). Morphological and sedimentary evolution during the last 5000 years of the Bagnoli volcano tectonic coastal plain (Naples, Italy). *Geologica Romana* vol. XXXIV, 19-30.

Detta F. (a.a. 2010-2011) *Ricerche geoarcheologiche nel settore occidentale dell'area urbana di Napoli*. Tesi di Laurea. Università di Napoli Federico II.

Devillers B., Bonnet S., (2006). Evolution des milieux deltaïques de la rive de l'Argens: 4000 ans d'histoires des paysages des étangs de Villepey. *ArcheoSciences* 30, 197-204.

Devillers B., Excoffon P., Morhange C., Bonnet S., Bertoncello F. (2007). Relative sea-level changes and coastal evolution at Forum Iulii (Fréjus, Provence). *Comptes Rendus Geoscience* 339, 329-336.

De Vita S., Orsi G., Civetta L., Carandente A., D'antonio M., Di Cesare T., Di Vito M., Fisher R.V., Isaia R., Marotta E., Ort M., Pappalardo L., Piochi M., Southon J. (1999). The Agnano- Monte Spina eruption (4,1ka) in the resurgent, nested Phlegrean Fields caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91(2-4), 269-301.

De Vivo B., Rolandi G., GansP.B., Calvert A., Bohrsen W.A., Spera F.J., Belkin H.E. (2001). New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology* 73, 47-65.

Di Donato V., Esposito P., Russo-Ermolli E., Scarano A., Chedda di R. (2008). Coupled atmospheric and marine palaeoclimatic reconstruction for the last 35 kyr in the Sele Plain- Gulf of Salerno area (southern Italy). *Quaternary International* 190, 146-157.

Di Lorenzo H., Di Vito M.A., Talamo P., Bishop, J., Castaldo N., De Vita S., Nave R., Pacciarelli, M. The impact of the Pomici di Avellino Plinian eruption of Vesuvius on early and middle bronze age human settlement in Campania (Southern Italy) in *Proceedings of the 4th Archaeological Conference of Central Germany:1600-Cultural change in shadow of the Thera eruption International Conference in Halle (Saale), October, 2011, in press.*

Di Mauro L., Vitolo G. (2006). *Storia illustrata di Napoli*. Pacini Editore, pp. 269.

Di Renzo V., Arienzo I., Civetta L., D'Antonio M., Tonarini S., Di Vito M.A., Orsi G. (2011). The magmatic feeding system of the Campi Flegrei caldera: architecture and temporal evolution – *Chemical Geology*, 281, 227-241

Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G., Southon J., De Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M., (1999). Volcanism and deformation since 12.000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 221-246.

Di Vito M.A., Sulpizio R., Zanchetta G., D'Orazio M. (2008). The late Pleistocene pyroclastic deposits of the Campanian Plain: new insights into the explosive activity of Neapolitan volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 19-48.

Di Vito M.A., Zanella A., Gurioli L., Lanza R., Sulpizio R., Bishop J., Tema E., Boenzi G., Laforgia.(2009). The Afragola settlement near Vesuvius, Italy: The destruction and abandonment of a Bronze Age village revealed by archaeology, volcanology and rock-magnetism. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 408-421.

Dvorak J.J., Mastrolorenzo G. (1991) . The mechanism of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy. *Geological Society of America Special Paper* 263, 47.

Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L., Rossetti F. (2001a). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International* 145, 809-820.

Faccenna C., Funiciello F., Giardini D., Lucente P. (2001b). Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105-116

Fedele L., Scarpati C., Lanphere M., Melluso L., Morra V., Perrotta A., Ricci G. (2008). The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption – *Bulletin of Volcanology* 70, 1189-1219.

Fedele L., Insinga D.D., Calvert A.T., Morra V., Perrotta A., Scarpati C. (2011). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity. *Bulletin of Volcanology* 73, 1323-1336.

Ferrara B., Greco G., Tomeo A., Mermati F. (2010). Pithecusa e Cuma: dinamiche commerciali tra VIII e VI sec. a.C. tra il Golfo di Napoli e la Penisola Sorrentina. *Traffici Commerci e vie di Distribuzione nel Mediterraneo tra Protostoria e V secolo A.C.* Articoli in atti di congresso o conferenza, 1-37.

Ferring R. (1994). *Review of Principles of Geoarcheology* . by M. R. Waters, Ed. AGS Padova.

Fisher R.V., Orsi G., Ort M., Heiken G. (1993). Mobility of a large-volume pyroclastic flow—emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 205-220

Folk R.L., Ward W.C. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.

Fontana A., Mozzi P., Bondesan A. (2008). Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): Evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International* 198-1, 71-90.

Franco L. (1996). Ancient Mediterranean harbours: an heritage to preserve. *Ocean and Coastal Management* 30, 115-151.

Gabrici E. (1913). Il porto di Napoli nell'antichità e nell'evio medio. *Atti Accademia Pontaniana* XLII.

Georges K., Michael J.M., Sivan O., Dufraigne J.J., Excoffon P. (2010). Le port antique de Forum Iulii. Découverte d'une jetée à l'extrémité est du quai méridional. *Archéopages* 30, 44-53.

Giampaola D. (2004). Dagli studi di Bartolomeo Capasso agli scavi della metropolitana: ricerche sulle mura di Napoli e sull'evoluzione del paesaggio costiero. *Napoli Nobilissima* V, 35-56.

Giampaola D., Capretti C., Galotta G., Giachi G., Macchioni N., Pizzo B. (2006). La scoperta del porto di Napoli: dalla ricostruzione topografica allo scavo e al recupero dei relitti, *Marittima Mediterranea. An International Journal on Underwater Archaeology* 2, 2005, Pisa, Roma 48-91.

Giampaola D., Carsana V., (2005). Neapolis. Le nuove scoperte: la città, il porto e le macchine, in *Eureka! Il genio degli antichi*, catalogo della mostra, Museo Archeologico Nazionale di Napoli a cura di E. Lo Sardo, 116-122.

Giampaola D., Carsana V., Boetto G. (2004). Il mare torna a bagnere Neapolis: dalla scoperta del porto e dall'affioramento dei relitti al loro recupero. *L'archeologo subacqueo*, X 3, 15-19

Gifford J. A., Rapp G., (1985). History, philosophy, and perspectives. In Rapp G. Gifford, J. A. (Eds.), *Archaeological Geology*, Yale University Press, New Haven, 1-24

Giraudi C. (2005). Middle to Late Holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher Apennine massifs (Italy). *Quaternary Research* 64, 176-184.

Giraudi C. (2009). Late Holocene glacial and periglacial evolution in the upper Orco Valley, northwestern Italian Alps. *Quaternary Research* 71, 1-8.

Giraudi C., Magny M., Zanchetta G., Drysdale R.N. (2011). The Holocene climatic evolution of Mediterranean Italy: a review of the continental geological data. *The Holocene* 21, 105-155.

Goiran J. P., Tronchere H., Collanelli U., Salomon F., Djerbi H. (2009). Découverte d'un niveau marin biologique sur les quais de Portus: la port antique de Rome. *Méditerranée* 112, 59-67.

Greco E. (1985). Problemi urbanistici . In *Napoli Antica* (AA. VV.(1985)) Catalogo della mostra Napoli.

Greco E. (1986). L'impianto urbano di Neapolis greca: aspetti e problemi. In *Neapolis Atti del XXV Convegno di studi sulla Magna Grecia* (Taranto, Ottobre 1985), Napoli 1986.

Grimm E. (1987). Coniss :A Fortran 77 Program for Stratigraphically Constrained Cluster Analysis by the Method of Incremental Sum of Squares. *Computer and Geoscience* 13,13-35.

Guadagno M. (1925). La galleria della Direttissima . Terzo contributo alla conoscenza del sottosuolo cittadino. Atti del Reale Istituto d'Incoraggiamento di Napoli 78, 1-75.

Gunther R. T. (1903). In Posillipo Romana Ed. Electa, Napoli.

Henderson P.A. (1990). Freshwater ostracods. In Kernack D.M., Barners R.S.K. (Eds), Synopses of the British Fauna (New Series), 42 Brill E.J.,Leiden, pp. 228.

Hewawasam T., Von Blanckenburg F., Schaller. M., Kubik P. (2003). Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides. Geology 31, 597-600.

Hippolyte J.C., Angelier J., Roure, F.B. (1994). A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy). Tectonophysics 230, 199-210.

HolzhauserH., Magny M., Heinz J.Z. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15, 789-801.2

Ippolito F.,Cotecchia V. (1949). Su taluni pozzi trivellati nella zona industriale di Napoli. Bollettino della Società dei Naturalisti di Napoli 58, 47-58.

Irollo G. (2005). L'evoluzione olocenica della fascia costiera tra Neapolis e Stabiae (Campania) sulla base di dati geologici e archeologici. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XVIII ciclo. Università degli Studi di Napoli Federico II. Website <http://www.fedoa.unina.it>.

Isaia R., D'Antonio M., Dell'Erba F., Di Vito M., Orsi G. (2004). The Astroni volcano: the only example of close eruptions within the same vent area during the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research 3025, 1-22.

Johannowsky W. (1953). Contributi alla topografia della Campania antica. Rendiconti dell'Accademia di Archeologia, Lettere e Belle Arti di Napoli, 3-66

Johnston Lavis H. J. (1888). Report of the committee appointed for the investigation of the volcanic phenomena of Vesuvius and its neighbourhood 1-7, London.

Johnston Lavis H. J. (1889a). Report of the committee appointed for the investigation of the volcanic phenomena of Vesuvius and its neighbourhood, 8-12, London.

Laborel J., Laborel-Deguen F. (1994). Biological indicators of sea-level variations and co-seismic displacement in the Mediterranean region. *Journal of Coastal Research* 10, 395-415.

Laborel J., Morhange C., Lafont R., La Campion J., Laborel-Deguen F., Sartoretto S. (1994). Biological evidence of sea level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology* 120, 203-223.

Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A., Esposito A., (2004). Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 563-575.

Lambertini D. (1960). Acque sotterranee nell'ambito del centro urbano della città di Napoli. *Bollettino della Società dei Naturalisti di Napoli* 64, 214-228.

Langella A., Bish D.L., Cappelletti P., Cerri G., Colella A., de Gennaro R., de Gennaro, M., Scarpati C., Perrotta A. (2013). New insights into the mineralogical facies distribution of Campanian Ignimbrite, a relevant Italian industrial material. *Applied Clay Science* 72, 55-73.

Laux C.F. (2011) Connexion de la région lagunaire d'Alexandrie au Nil depuis 200 ans. *Méditerranée* 117, 73-79.

Leung Tack Kit D. (1972). Etude d'un milieu pollué: le Vieux-Port de Marseille. Influence des conditions physiques et chimiques sur la physionomie du peuplement des quais. *Tethys* 3, 767-825.

Lewis J.D. (1973). Cosa: an early Roman harbour. *Marine Archaeology*, 23, 233-261.

Lirer L., Munno R., Petrosino P., Vinci A. (1993). Tephrostratigraphy of the AD 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvio (Italy). *Journal of volcanology and geothermal research* 58, 133-149.

Lirer L., Vinci A., Alberico I., Gifuni T., Bellucci F., Petrosino P., Tinterri R. (2001). Occurrence of inter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits on Vesuvio volcano, Italy. *Sedimentary Geology* 139, 151-167.

Loris Rossi A. (1978). Profilo storico del sistema portuale Napoletano (dalle origini al 1860). In *Linee Programmatiche per il Piano Regolatore dei Porti del Sistema II*, 173-179.

Maiuri A. (1958). *Ercolano: i Nuovi Scavi (1927-1958)*, Roma.

Marriner N., Morhange C., Boudagher-Fadel M., Bourcier M., Carbonel P. (2005). Geoarchaeology of Tyre's ancient northern harbor, Phoenicia. *Journal of Archaeological Science* 32, 1302-13027.

Marriner N., Morhange C., (2006a). Geoarchaeological evidence for dredging in Tyre's ancient harbour, Levant. *Quaternary Research* 65, 64-171.

Marriner N., Morhange C., (2006b). The 'Ancient Harbour Parasequence': anthropogenic forcing of the stratigraphic highstand record. *Sedimentary Geology* 186, 13-17.

Marriner N., Morhange C. (2007). Geoscience of ancient Mediterranean harbours. *Earth Science Reviews* 80, 137-194.

Martens K., Schwartz S.S., Meish C., Blaustein L. (2002). Nonmarine Ostracoda (Crustacea) of Mount Carmel (Israel), with taxonomic notes on Ecypridinae and circum-mediterranean *Heterocypris*. *Israel Journal of Zoology* 48, 53-70.

Mastrolorenzo G., Petrone P.P., Pagano M., Incoronato A., Baxter P.J., Canzanella A., Fattore L. (2001). Herculaneum victims of Vesuvius in AD 79. *Nature*, 410, 769-770.

Menale B., Di Prisco C., Amato G. (2005). La villa comunale di Napoli: cenni storici e analisi della componente vegetale. *Delpinoa* 47,145-154.

Meisch C., (2000). *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe Spektrum*, Heidelberg, 522.

Milia A., Mirabile L., Torrente M. M., Dvorak, J. J. (1998). Volcanism offshore of Vesuvius volcano in Naples Bay. *Bulletin of volcanology* 59(6), 404-413.

Milia A., Torrente M.M. (1999). Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy). *Tectonophysics* 315, 301-318.

Milia A., Torrente M.M., Russo M., Zuppeta A. (2003). Tectonics and crustal structure of the Campania continental margin: relationships with volcanism. *Mineralogy and Petrology* 79, 33-47.

Monterin U. (1932). Lo spopolamento montano nelle ricerche antropogeomorfiche sulla media e bassa Valle d'Aosta con particolare riguardo alla valle di Challant. *Studi e Monografie dell'Istituto Nazionale di Economia Agraria*, vol. 16.

Monterin U. (1937). Il clima sulle alpi ha mutato in epoca storica?. CNR, Comitato Nazionale di Geografia, 54 pp.

Morhange C. (1994). La mobilité des littoraux provençaux: Elements d'analyse geomorphologique. Unpublished thesis, University of Provence, 269pp.

Morhange C., Goiran J.P., Bourcier M., Carbonel P., Le Campion J., Rouchy J. M., Yin M. (2000). Recent Holocene paleoenvironmental evolution and coastline changes Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea. *Marine Geology* 26, 205-230.

Morhange C., Laborel J., Hesnard A., (2001). Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient Harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166, 319-329.

Morhange C., Blanc F. Bourcier M., Carbonel P., Prone A., Schmitt Lercury S., Vivent D., Hesnard A. (2003). Bio-sedimentology of the late Holocene deposits of the ancient harbor of Marseilles (southern France Mediterranean sea). *The Holocen* 13, 593-604.

Morhange C., Marriner N., Laborel J., Todesco M., Obelin C. (2006) Rapid sea - level movements and non eruptive crustal deformations in the Phlegrean Fields caldera, Italy, *Geology* 34, 93-96.

Morhange C., Marriner N. (2008). Mind the stratigraphic gap: Roman dredging in ancient Mediterranean harbours. *Bollettino di Archeologia Online*(volume speciale): International congress of calassical archaeology meetings between cultures in the ancient Mediterranean.

Morhange C., Pirazzoli P., Evelpidou N., Marriner N., (2012). Late Holocene tectonic uplift and silting up of Lechaion, the western harbour of ancient Cotinth, Greece. *Geoarchaeology* 27, 278-283.

Morhange C., Marriner N., Excoffon P., Bonnet S., Flaux C., Zibrowius H., J.P. Goiran, El Amouri M. (2013). Relative sea level changes during Roman times in the Northwest Mediterranean: the 1st century AD fish tank of Forum Julii, Fréjus, France. *Geoarchaeology*, 28, 4 363-372.

Mourtzas N.D., Kissas C., Kolaiti E. (2013). Archaeological and geomorphological indicators of the historical sea level changes and the related palaeogeographical reconstruction of the ancient foreharbour of Lechaion, East Corinth Gulf (Greece), *Quaternary International* (2013), <http://dx.doi.org/10.10106/J.quaint> 2012.12.037.

Mozzi P., Azevedo M. T., Nunes E., Raposo L. (2000). The middle terrace deposits of the Tagus river in Alpiarça, Portugal, in relation to early human occupation. *Quaternary Research* 54, 359-371.

Napoli M. (1959). *Napoli Greco – Romana*. Napoli.

Napoli M. (1967). Napoli Greco – Romana topografia e archeologia. In Storia di Napoli I. Napoli.

Nicotera P. (1949). Contributo alla conoscenza del tufo trachitico della collina del Vomero (Napoli). Bollettino della Società dei Naturalisti di Napoli 58, 18-33.

Nicotera P., Lucini P. (1967). La costituzione geologica del sottosuolo di Napoli nei riguardi dei problemi. Atti dell’VIII Convegno di Geotecnica.

Nziengui I. F. (2010). Recostitution paléo-écologique du port antique de Naples. Ecole Doctorale Espace, Cultures et Sociétés Université Paule Cézanne de Provence.

Oleson J.P., Brandon C., Cramer S.M., Cucitore R., Gotti E., Hohlfelder R.L. (2004). The Romacons Project: a contribution to the historical and engineering analysis of hydraulic concrete in Roman maritime structures. International Journal of Nautical Archaeology 33, 199– 229.

Orsi G., D’Antonio M., de Vita S., Gallo G. (1992). The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreatoplinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse. Journal of Volcanology and Geothermal Research 53, 275-287.

Orsi G., Civetta L., D’Antonio M., Di Girolamo P., Piochi M. (1995). Step-filling and development of a three-layers magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history. Journal of Volcanology and Geothermal Research 67, 291-312.

Orsi G., de Vita S., Di Vito M. (1996). The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. Journal of Volcanology and Geothermal Research 74, 179-214.

Orsi G., Di Vito M.A., Isaia R. (2004). Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera. Bulletin of Volcanology 66, 514-530.

Pallas D. (1963). Excavation of Lechaion (in Greek). Archaeologiko Deltio 17, 69-78.

Pane G., Valerio V. (1988). La città di Napoli tra vedutismo e cartografia. Piante e vedute dal XV al XIX secolo, Grimaldi e C. Editori Napoli, pp. 443.

Pappalardo L., Civetta L., D'antonio M., Deino A., Di Vito M., Orsi G., Carandente A., De Vita S., Isaia R., Piochi M., (1999). Chemical and Sr-isotopical evolution of the Phlegraean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91, 141-166.

Parascandola A. (1947). I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli. Naples, Genovese, pp. 117.

Patriti G. (1976). Structure et fonctionnement de la partie planctonique dans l'écosystème des zones fermes et semi fermes des ports de Marseille (Dystrophie et pollution). Unpublished science thesis, University of Aix-Marseille II, 202pp.

Péres J.M. (1982). Major benthic assemblages. Kinne O. ed. *Marine Ecology part 1*, vol 5, 373-522.

Peroni R. (1985). Il golfo di Napoli e la Campania – Napoli Antica.

Perrotta A., Scarpati C., Luongo G., Morra V. (2006). The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples. In *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites* (ed. B. De Vivo), 85-96.

Pirazzoli P.A. (1976). Sea level variations in the Northwest Mediterranean during Roman times. *Science* 194, 519-521.

Pirazzoli P.A. (1980). Les viviers à poissons romains en Méditerranée. *Oceanis* 5, 191-201.

Pirazzoli P.A. (1987). Sea level variations in the NW Mediterranean during roman times. *Science* 194, 519-521.

Pirazzoli P. A. (1996). Sea-level changes. The Last 20000 Years. Wiley and Sons, pp 211.

Pomey P. (1999). Les epaves romaines de la place Jules- Verne à Marseille: de bateaux dragues?. In Tzalas H. (ed.), Tropis V, 5th International Symposium on Ship Construction in Antiquity (Nauplia 1993, Athens), 321-328.

Poppe G.T., Goto Y. (1991). European seashells , vol .I Verlag Christa Hemmen, Wiesbaden.

Poppe G.T., Goto Y. (1993). European seashells , vol . II Verlag Christa Hemmen, Wiesbaden.

Prada E.J.M., De la Pena J.M. (1995). Maritime engineering during the Roman Republic and the early empire. Proceedings of Medcoast '95 Conference, Tarragona, 305-319.

Prothero D.R., Schwab F. (2004). Sedimentary Geology an introduction to rocks and stratigraphy (2° edition) Freeman and Company editor , pp. 560.

Renfrew C. (1976) . Archaeology and earth sciences. In Davison, D., Shackley M.L. (Eds.) , Geoarchaeology . Westview Press, Boulder, 1-5.

Rittman (1950). Sintesi geologica dei Campi Flegrei, Boll. Soc. Geol. It., Vol. LXIX.

Rolandi G., Maraffi S., Petrosino P., Lirer, L. (1993a). The Ottaviano eruption of Somma-Vesuvio (8000 y BP): a magmatic alternating fall and flow-forming eruption. Journal of Volcanology and Geothermal Research 58, 43-65.

Rolandi G., Petrosino P., Mc Geehin, J. (1998b). The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. Journal of Volcanology and Geothermal Research 82, 19-52.

Rolandi G., Bellucci F., Heizler M.T., Belkin H.E., De Vivo B. (2003). Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Mineralogy and Petrology* 79, 3-31.

Rolandi G., Bellucci F., Cortini M. (2004). A new model for the formation of the Somma Caldera. *Mineralogy and Petrology* 80, 27-44.

Romano P., Santo A., Voltaggio M. (1994). 'evoluzione geomorfologica della pianura del Fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene mediosuperiore– Olocene). *Il Quaternario* 7, 41-56.

Romano P., Di Vito M.A., Giampaola D., Cinque A., Bartoli C., Boenzi G., Detta F., Di Marco M., Giglio M., Iodice S., Liuzza V., Ruello M.R., Schiano di Cola C. (2013). Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic factors in the Holocene landscape: A study of the Naples coastline during the last 6000 years. *Quaternary International* 303, 107-119.

Rosenbaum G., Lister G.S. (2005). The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Science Reviews* 69, 281–306.

Rosenfeld A., Nathan Y., Feibel C.S., Schildman B., Halicz L., Goren Inbar N., Siman Tov R. (2004). Palaeoenvironment of the Acheulian Gesher Benot Ya'aqov Pleistocene lacustrine strata and Israel-lithology, ostracod assemblages and ostracod shell geochemistry. *Journal of African Earth Sciences* 38, 169-181.

Rosi M., Sbrana, A. (1987). Phlegrean fields. *Consiglio nazionale delle ricerche* 9, 260pp.

Rosi M., Principe C., Vecchi R. (1993). The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 58, 151-182.

Ruello M.R., (a.a. 2001-2002). Geomorfologia, Stratigrafia e Geoarcheologia dell'area Urbana di Napoli, Tesi di Laurea, Università di Napoli Federico II.

Ruello M.R. (2008) Geoarcheologia in aree costiere della Campania: I siti di Neapolis ed Elea -Velia. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XX ciclo. Università degli Studi di Napoli Federico II. Website <http://www.fedoa.unina.it>.

Ruiz F., Abad M., Bodergat A. M., Carbonel P., Rodriguez Lazaro J., Yasuhara M. (2005). Marine and brackish-water ostracods as sentinels of anthropogenic impacts. Earth Science Reviews 72, 89-111.

Russo F., Calderoni G., Lombardo M. (1998). Evoluzione geomorfologica della depressione Bagnoli-Fuorigrotta: periferia urbana della città di Napoli. Boll. Soc. It 117, 21-38.

Santacroce R. (1987). Somma-Vesuvius. Consiglio nazionale delle ricerche 8.

Santangelo N. (1991). Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine Campano Lucano (Italia Meridionale). Tesi di dottorato, Università degli Studi di Napoli.

Santangelo N., Santo A., Faillace P. (2006). Valutazione della pericolosità alluvionale delle conoidi del Vallo di Diano (Salerno, Italia meridionale). Il Quaternario 19, 3-17.

Santangelo N., Santo A., Di Crescenzo G., Foscari G., Liuzza V., Sciarrotta S., Scorpio V., Luino F., Nadal, N.(2011). Flood susceptibility assessment in a highly urbanized alluvial fan: the case of SalaConsilina (southern Italy). Natural Hazards Earth System Science 11, 1-16.

Sarti G., Bini M., Giacomelli S. (2010) . Correlations between landscape, geology and the growth and decline of Pisa (Tuscany, Italy) up to the middle ages. In: G. Sarti and I.P. Martini (Eds.), Geological setting and urban development of selected Italian towns up to the Middle Ages and legacies of ancient problems throughout the ages. Il Quaternario 23, 311-322.

Sarti G., Rossi V., Amorosi A., Bini M., Giacomelli S., Pappalardo M., Ribecai C., Ribolini A., Sammartino I. Mid-late Holocene fluvial evolution of the Pisa plain (Tuscany, Italy): a long history of human-environment interaction. (2013). Atti di convegno -10th International Conference on Fluvial Sedimentology, 417-418.

Sarti G., Rossi V., Amorosi A., De Luca S., Lena A., Morhange C., Ribolini A., Sammartino I., Bertoni D., Zanchetta G. (2013). MagdalaHarbour sedimentation (Sea of Galilee, Israel), from natural to anthropogenic control. Quaternary International 303, 120-131

Scandone R., Bellucci F., Lirer L., Rolandi G. (1991). The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research 48, 1-31.

Scarpati C., Cole P., Perrotta A. (1993). The Neapolitan Yellow Tuff - A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy – Bulletin of Volcanology 55, 343-356.

Scarpati C., Perrotta A., Lepore S., Calverti A. (2013). Eruptive history of Neapolitan volcanoes: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Geol. Mag. 150 (3) , 412-425 Cambridge University Press 2012.

Schmiedt G. (1972). Il livello antico del mar Tirreno: Testimonianze dei resti archeologici. Leo S. Olschki Editore, Florence.

Scherillo A. (1950). Petrografia chimica dei tufi flegrei: il tufo giallo. Rendiconti dell'accademia di Scienze Fisiche e Matematiche 17,343-356.

Scherillo A. (1953). Sulla revisione del foglio Napoli della Carta Geologica d'Italia. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia 75,808-826.

Scherillo A. (1957). I 'tufi antichi' tra S. Maria Apparente e via Parco Grifeo in Napoli. Bollettino della Società dei Naturalisti 66, 69-89.

Scherillo A., Scherillo M. (1990). I Campi Flegrei e la stratigrafia napoletana. Accademia Pontaniana, pp138.

Sigurdsson H., Carey S., Cornell W., Pescatore T. (1985). The eruption of Vesuvius in AD 79. National Geographic Research 1, 332-387.

Simeone M., Masucci P. (2009). Analisi geo-archeologiche nell'area marina protetta Parco Sommerso di Gaiola (Golfo di Napoli). Il Quaternario- Italian Journal of Quaternary Sciences 22, 25-32.

Simeone M., De Vivo B., Masucci P. (2012). An Interdisciplinary approach to the preservation of the Gaiola Archaeological underwater park and the Posillipo Coastline, Bay of Naples (Southern Italy). Progress in Cultural Heritage Preservation. Euromed, 1, 373-378.

Smith V.C., Isaia R., Pearce N.J.G. (2011). Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers. Quaternary Science Reviews 30 (25-26), 3638-3660.

Specchi M., Relini G., Famiani L.(1976). Osservazioni preliminari sull'insediamento di balani in acque portuali del golfo di Trieste. Archivio di Oceanografia e Limnologia 18, 153-168.

Stanley J. D. , Nickerson G. A.J. , Fischer S. , Segal T. , Bernasconi MP., McClure N., Royal J. G. (2011). Multibeam Sonar Technology and Geology to Interpret Ancient Harbor Subsidence off Croton Peninsula, Italy. Méditerranée 117, 127-141.

Stephenson T.A., Stephenson A. (1949). The universal features of zonation between tide-marks on rocky coasts. Journal of Ecology 37, 289-305.

Testaguzza O. (1970). Portus. Julia Editore, Roma.

Turco E., Schettino A., Pierantoni P.P., Santarelli G., 2006. The Pleistocene extension of the Campania Plain in the framework of the southern Tyrrhenian tectonic evolution: morphotectonic analysis, kinematic model and implications for volcanism. In: De Vivo, B., (Eds), Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites. *Developments in Volcanology* 9, 27-51.

Van Wagoner J.C. (1995). Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies of foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, USA. In: Van Wagoner J.C., Bertram G.T. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, Memoir-American Association of Petroleum Geologists. 64, 137–224.

Vott A. (2007) – Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews* 26, 894-919.

Wilkinson B.H. (2005). Human as geologic agents: a deep –time perspective. *Geology* 33, 161-164.

Wohletz K. H. (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain size, scanning electron microscopy, and experimental results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17, 31-63.

Wohletz K., Orsi G., De Vita S. (1995). Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical, and granulometric data. *Journal of volcanology and geothermal research* 67, 263-290.

APPENDICE

V2a	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	%	%	%	%	%
US	Peso secco iniziale	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo
		ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	Ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla
	mm	2	0,5	0,25	0,063	2	0,5	0,25	0,063	<0,063
	φ	-1	1	2	4	-1	1	2	4	>4
7193b	100,6	35,05	15,5	4,73	28,1	40,1	17,7	5,4	32,2	4,6
7193c	100,23	5,38	20,26	36,93	18,38	6,4	24,3	44,2	22,0	3,0
7193b2	99,84	23,51	13,34	5,32	20,84	34,5	19,6	7,8	30,6	7,6
7223	100,3	12,53	5,91	2,53	56,77	14,8	7,0	3,0	67,2	8,0
7223b	98,09	1,24	3,05	40,78	30,11	1,5	3,7	49,7	36,7	8,4
7282a	101,57	6,62	6,42	6,38	53,27	7,7	7,5	7,5	62,3	15,0
7282b	98,06	20,68	4,81	13,03	19,46	26,6	6,2	16,7	25,0	25,5
7282e	99,03	23,71	5,1	15,71	10,36	32,4	7,0	21,4	14,1	25,1
7370a	99,58	6,1	7,11	15,75	36,02	7,2	8,4	18,7	42,7	23,0
7371a	100,38	8,49	22,6	11,19	24,83	10,8	28,7	14,2	31,5	14,9
7375a	100,18	13,49	12,21	29,64	18,19	16,7	15,1	36,6	22,5	9,2
7377a	100,45	21,69	15,13	20,17	17,99	26,8	18,7	25,0	22,3	7,2
7383a	100,45	39,33	11,65	8,28	15,27	47,5	14,1	10,0	18,4	10,0
7389a	100,23	39,37	10,32	10,9	21,48	42,8	11,2	11,9	23,4	10,7
7424 a	100	37	9,78	11,2	20,03	41,7	11,0	12,6	22,6	12,2
7434ab	100	15,22	29,44	2,3	9,39	24,8	48,0	3,8	15,3	8,1
7434c	105	14,06	10,64	6,77	8,82	29,6	22,4	14,3	18,6	15,1
7505a	98	11,3	12,27	1,54	10,33	23,5	25,5	3,2	21,5	26,4
7515a	99	10,55	10,71	11,11	6,29	21,9	22,3	23,1	13,1	19,7
7545a	98	6,34	3,71	3,11	10,13	16,8	9,8	8,2	26,8	38,4
7589a	99	7,02	4,33	5,03	10,44	17,3	10,7	12,4	25,8	33,8
7643	100	8,33	5,35	7,09	11,4	18,6	11,9	15,8	25,4	28,2
7687	97	6,34	4,27	5,03	10,14	15,7	10,6	12,5	25,1	36,1
7739	99	7,95	5,35	8,32	10,9	17,7	11,9	18,5	24,2	27,7
7745	100	8,33	3,65	8,82	11,76	18,4	8,1	19,5	26,0	27,9

V2c	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	%	%	%	%	%
US	Peso secco iniziale	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo
		ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla	Ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla
	mm	2	0,5	0,25	0,063	<0,063	2	0,5	0,25	0,063	<0,063
	φ	-1	1	2	4	>4	-1	1	2	4	>4
7282	100,14	0,6	2,58	2,36	25,15	47,22	0,8	3,3	3,0	32,3	60,6
7282a	100	1,89	1,37	7,72	37,72	38,74	2,2	1,6	8,8	43,1	44,3
7282b	101,55	0,64	1,4	3,67	43,67	40,46	0,7	1,6	4,1	48,6	45,0
7282e	100	2,54	0,42	1,3	40,06	39,31	3,0	0,5	1,6	47,9	47,0
7370a	101,84	2,19	0,88	7,12	48,78	34,03	2,4	0,9	7,7	52,5	36,6
7371a	101,16	2,37	11,93	1,5	18,66	52,77	2,7	13,7	1,7	21,4	60,5
7375a	100,36	3,39	5,32	7,04	26,43	45,95	3,8	6,0	8,0	30,0	52,1
7377a	100,4	3,57	6,92	21,34	32,67	18,96	4,3	8,3	25,6	39,1	22,7
7383	10,45	13,2	5,59	4,58	50,63	12,5	15,3	6,5	5,3	58,5	14,5
7389	100,63	12,45	8,01	3,37	48,01	18,57	13,8	8,9	3,7	53,1	20,5
7424	100,02	17,06	6,05	3,56	40,59	14,96	20,7	7,4	4,3	49,4	18,2
7434bc	101	19,75	3,51	4,96	4,96	16,79	39,5	7,0	9,9	9,9	33,6
7505	98	12,49	0,78	16,37	17,32	17,32	19,4	1,2	25,5	26,9	26,9
7515	99	1,08	4,08	6,39	23,24	28,99	1,7	6,4	10,0	36,4	45,5
7545	103	0,47	2,71	6,95	14,04	20,5	1,1	6,1	15,6	31,4	45,9
7589a	100	9,39	3,75	2,94	14,88	13,7	21,0	8,4	6,6	33,3	30,7
7589c	100	10,02	4,05	3,6	13,66	12,78	22,7	9,2	8,2	31,0	29,0
7643	100	9,81	5,55	4,3	12,76	11,51	29,8	16,9	13,1	38,8	1,5

V1T	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	%	%	%	%	%
US	Peso secco iniziale	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo
		ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla	Ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla
	mm	2	0,5	0,25	0,063	<0,063	2	0,5	0,25	0,063	<0,063
	φ	-1	1	2	4	>4	-1	1	2	4	>4
7688	100	62,42	15,81	18,7	2	0,45	62,8	15,9	18,8	2,0	0,5
7712	100	0,62	2,33	1,85	15,28	25,7	1,4	5,1	4,0	33,4	56,1
7714	100	0	1,4	11,79	55,74	1,4	0,0	2,0	16,8	79,3	2,0
7710	100	6,54	15,03	8,25	22,2	8,7	10,8	24,8	13,6	36,6	14,3

V2T	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	%	%	%	%	%
US	Peso secco iniziale	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo
		ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	Limo e argilla	Ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla
	mm	2	0,5	0,25	0,063	<0,063	2	0,5	0,25	0,063	<0,063
	φ	-1	1	2	4	>4	-1	1	2	4	>4
7635	100	21,07	4,77	16,78	19,04	7,06	30,7	6,9	24,4	27,7	10,3
7644	100	20,57	16,46	19,51	19,47	2,95	26,1	20,8	24,7	24,7	3,7
7648	100	16,26	4,66	12,57	15,5	1,69	32,1	9,2	24,8	30,6	3,3
7653	100	24,93	7,37	8,44	19,39	1,74	40,3	11,9	13,6	31,3	2,8
7657	100	0,18	0,73	17,11	45,32	3,39	0,3	1,1	25,6	67,9	5,1
7682	100	1,33	0,27	32,59	25,65	0,71	2,2	0,4	53,8	42,4	1,2

V3T	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	grammi	%	%	%	%	%
US	Peso secco iniziale	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo	trattenuto	trattenuto	trattenuto	trattenuto	Fondo
		ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla	Ghiaia	Sabbia grossa	Sabbia media	Sabbia fine	limo e argilla
	mm	2	0,5	0,25	0,063	<0,063	2	0,5	0,25	0,063	<0,063
	φ	-1	1	2	4	>4	-1	1	2	4	>4
7647	100,6	9,16	6,97	16,74	0,96	2,2	25,4	19,3	46,5	2,7	6,1
7652	100,23	19,61	8,38	7,69	26,38	0,2	31,5	13,5	12,4	42,4	0,3
7659	99,84	2,61	6,97	31,29	14,38	1,6	4,6	12,3	55,0	25,3	2,8
7663	100,3	13,44	15,63	14,55	20,82	1,5	20,4	23,7	22,1	31,6	2,3
7677	98,09	15,77	5,28	11,94	14,21	1,66	32,3	10,8	24,4	29,1	3,4
7694	101,57	10,46	2,4	6,21	13,13	6,89	26,8	6,1	15,9	33,6	17,6

Tabella – numero di specie biologiche macro-faunistiche contate nei campioni prelevati lungo la verticale v2a																											
Specie	Associazione ecologica	7193b	7193c	7193b2	7223	7223b	7282a	7282b	7282c	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424 a	7434ab	7434c	7505a	7515a	7545a	7589a	7643	7687	7739	7745	
<i>Bornia sebetia</i>	?	0	0	0	0	2	6	0	0	0	3	2	12	7	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Mimachlamys varia</i>	?	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Alvania reticulata</i>	Algae	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	5	7	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	
<i>Lujubinus millaris</i>	Corals	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Podemus glaucus</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Arca tetragona</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Mytilaster minimus</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	3	0	2	13	12	12	21	7	13	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ostrea stentina</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Anomia ephippium</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	5	11	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Chama gryphoides</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Patella rustica</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Hexaplex trunculus</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Gibbula spp.</i>	Hard substrate assemblage	40	2	16	11	1	8	42	106	4	7	6	11	6	4	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Conus mediterraneus</i>	Hard substrate assemblage	3	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Balanides</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Cantharus d'arignyi</i>	Hard substrate assemblage	1	0	0	0	0	0	1	2	1	2	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Columbella rustica</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Bititum reticulatum</i>	Infralittoral sands assemblage	45	12	26	0	7	75	580	1342	154	206	227	622	503	378	120	40	10	10	85	26	50	65	64	67	61	
<i>Rissoa monodonta</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	0	2	3	3	9	7	16	6	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Rissoa ventricosa</i>	Infralittoral sands assemblage	2	1	1	0	0	3	16	61	16	33	55	99	41	32	12	3	3	1	1	0	0	0	0	0	0	
<i>Tricella speciosa</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Laeviphius verduni</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Bulla striata</i>	Infralittoral sands assemblage	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Cerastoderma glaucum</i>	Lagoonal	21	6	3	9	15	42	15	5	4	6	8	14	14	16	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ctena decussata</i>	Mixticole	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Abra alba</i>	Silty or muddy-sand assemblage	0	0	0	0	10	7	0	0	0	1	1	1	4	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Venus verrucosa</i>	Silty or muddy-sand assemblage	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Tellina planata</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Donax venustus</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1	2	4	6	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Nassarius incrassatus</i>	Upper clean-sand assemblage	2	0	0	0	0	0	2	3	0	3	1	2	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Nassarius cuvieri</i>	Upper clean-sand assemblage	1	0	0	0	0	0	0	2	0	4	2	3	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Cypraea neritica</i>	Upper clean-sand assemblage	24	2	8	6	4	14	5	0	2	0	2	6	9	6	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Nassarius mutabilis</i>	Upper clean-sand assemblage	1	2	0	0	0	1	2	2	3	6	10	13	13	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Nassarius corniculatus</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	4	3	0	3	7	15	7	16	23	41	15	9	0	3	0	0	2	2	3	2	5	4	3	
<i>Tapes decussatus</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	2	1	0	3	1	9	2	0	2	6	8	27	11	19	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Cerithium vulgatum</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	6	1	4	0	0	8	12	9	3	13	12	35	19	16	7	2	2	1	1	0	1	0	0	0	0	
<i>Loripes lucinalis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	1	2	1	0	0	6	12	7	0	27	46	85	80	64	45	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Paphia aurea</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	2	1	0	2	2	8	9	6	3	22	38	58	46	32	18	4	2	2	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Gastrea fragilis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	4	7	4	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
		152	31	64	36	49	199	713	1564	212	384	474	1100	822	647	228	73	19	14	90	29	54	67	69	71	64	

Tabella – numero di specie biologiche macro-faunistiche contate nei campioni prelevati lungo la verticale v2c																			
Specie	Associazione ecologica	7282	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424	7434bc	7505a	7515a	7545a	7589a	7589c	7643
<i>Bornia sebetia</i>	?	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Mimachlamys varia</i>	?	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gibbula spp.</i>	Hard substrate assemblage	1	12	24	130	68	30	3	4	3	5	4	0	0	6	7	0	0	0
<i>Arca tetragona</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patella rustica</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0
<i>Mytilaster minimus</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Conus mediterraneus</i>	Hard substrate assemblage	1	1	3	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Balanides</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cantharus d'orbigny</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Anomia ephippium</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ostrea stentina</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Anomia ephippium</i>	Hard substrate assemblage	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bittium reticulatum</i>	Infralittoral sands assemblage	43	124	576	986	465	204	407	263	135	3	33	17	65	234	90	50	45	60
<i>Rissoa monadonta</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rissoa ventricosa</i>	Infralittoral sands assemblage	2	2	13	7	5	17	54	22	4	9	6	6	6	2	6	0	0	0
<i>Tricallia speciosa</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulla striata</i>	Infralittoral sands assemblage	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cerastoderma glaucum</i>	Lagoonal	23	46	30	3	0	1	2	4	3	2	1	1	1	1	1	0	0	0
<i>Ctena decussata</i>	Mixticale	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Abra alba</i>	Silty or muddy-sand assemblage	1	1	2	0	0	2	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Venus verrucosa</i>	Silty or muddy-sand assemblage	1	0	0	0	0	3	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Tellina planata</i>	Upper clean-sand assemblage	1	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nassarius incrassatus</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Nassarius cuvieri</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	0	1	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cyclolope neritea</i>	Upper clean-sand assemblage	17	17	9	1	0	1	1	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Donax venustus</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nassarius mutabilis</i>	Upper clean-sand assemblage	1	0	3	0	0	1	0	4	0	1	0	1	1	1	0	0	0	0
<i>Nassarius corniculus</i>	Upper clean-sand assemblage	0	0	3	9	1	4	2	0	0	0	0	2	0	6	10	3	2	3
<i>Tapes decussatus</i>	Upper muddy-sand assemblage	4	4	3	0	1	3	0	5	2	2	2	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cerithium vulgatum</i>	Upper muddy-sand assemblage	1	12	23	9	8	16	15	8	6	0	1	1	2	5	12	1	2	1
<i>Loripes lucinalis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	6	7	10	4	3	18	43	50	42	5	2	0	1	0	0	0	0	0
<i>Paphia aurea</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	7	9	9	3	2	18	19	47	18	4	0	1	0	1	1	0	0	0
<i>Gastrea fragilis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	1	2	1	0	1	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		111	240	709	1154	556	323	556	434	218	33	52	29	81	256	128	54	49	64

Tabella – percentuale di specie biologiche macro-faunistiche dei campioni prelevati lungo la verticale v2a

Specie	Associazione ecologica	7193b	7193c	7193b2	7223	7223b	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424 a	7434ab	7434c	7505a	7515a	7545a	7589a	7643	7687	7739	7745
<i>Bornia sebetia</i>	?	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	3,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,4	1,1	0,9	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mimachlamys varia</i>	?	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Alvania reticulata</i>	Algae	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	1,1	0,5	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Jujubinus miliaris</i>	Corals	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Podemus glaucus</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Arca tetragona</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mytilaster minimus</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,9	3,4	2,5	1,9	0,9	2,0	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Ostrea stentina</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,4	1,4	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Anomia ephippium</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	0,5	1,3	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Chama gryphoides</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Patella rustica</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Hexaplex trunculus</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Gibbula spp.</i>	Hard substrate assemblage	26,3	6,5	25,0	30,6	2,0	4,0	5,9	6,8	1,9	1,8	1,3	1,0	0,7	0,6	0,0	9,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Conus mediterraneus</i>	Hard substrate assemblage	2,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,3	0,0	0,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Balanides</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cantharus d'orbigny</i>	Hard substrate assemblage	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,5	0,5	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Columbella rustica</i>	Hard substrate assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Bittium reticulatum</i>	Infra-littoral sands assemblage	29,6	38,7	40,6	0,0	14,3	37,7	81,3	85,8	72,6	53,6	47,9	56,5	61,2	58,4	52,6	54,8	52,6	71,4	94,4	89,7	92,6	94,3	92,8	94,4	95,3
<i>Rissoa monodonta</i>	Infra-littoral sands assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	1,4	2,3	1,5	1,5	0,7	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Rissoa ventricosa</i>	Infra-littoral sands assemblage	1,3	3,2	1,6	0,0	0,0	1,5	2,2	3,9	7,5	8,6	11,6	9,0	5,0	4,9	5,3	4,1	15,8	7,1	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Tricola speciosa</i>	Infra-littoral sands assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Laeviphius verduni</i>	Infra-littoral sands assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Bulla striata</i>	Infra-littoral sands assemblage	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cerastoderma glaucum</i>	Lagoonal	13,8	19,4	4,7	25,0	30,6	21,1	2,1	0,3	1,9	1,6	1,7	1,3	1,7	2,5	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Ctena decussata</i>	Mixticole	0,7	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Abra alba</i>	Silty or muddy-sand assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	20,4	3,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,1	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Venus verrucosa</i>	Silty or muddy-sand assemblage	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Tellina planata</i>	bivalve	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Donax venustus</i>	Upper clean-sand assemblage	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,5	0,9	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius incrassatus</i>	Upper clean-sand assemblage	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	0,0	0,8	0,2	0,2	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius cuneifil</i>	Upper clean-sand assemblage	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,0	0,4	0,3	0,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cylope neritea</i>	Upper clean-sand assemblage	15,8	6,5	12,5	16,7	8,2	7,0	0,7	0,0	0,9	0,0	0,4	0,5	1,1	0,9	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius mutabilis</i>	Upper clean-sand assemblage	0,7	6,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,3	0,1	1,4	1,6	2,1	1,2	1,6	1,4	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius corniculatus</i>	Upper clean-sand assemblage	0,0	0,0	6,3	8,3	0,0	1,5	1,0	1,0	3,3	4,2	4,9	3,7	1,8	1,4	0,0	4,1	0,0	0,0	2,2	6,9	5,6	8,5	7,2	5,6	4,7
<i>Tapes decussatus</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	1,3	3,2	0,0	8,3	2,0	4,5	0,3	0,0	0,9	1,6	1,7	2,5	1,3	2,9	3,5	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cerithium vulgatum</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	3,9	3,2	6,3	0,0	0,0	4,0	1,7	0,6	1,4	3,4	2,5	3,2	2,3	2,5	3,1	2,7	10,5	7,1	1,1	0,0	1,9	1,6	0,0	0,0	0,0
<i>Loripes lucinalis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	0,7	6,5	1,6	0,0	12,2	6,0	1,0	0,0	3,3	7,0	9,7	7,7	9,7	9,9	19,7	11,0	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Paphia aurea</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	1,3	3,2	0,0	5,6	4,1	4,0	1,3	0,4	1,4	5,7	8,0	5,3	5,6	4,9	7,9	5,5	10,5	14,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Gastrea fragilis</i>	Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,8	0,6	0,5	0,5	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tabella – percentuale di specie biologiche macro-faunistiche dei campioni prelevati lungo la verticale v2c																			
Specie	Associazione ecologica	7282	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424	7434bc	7505a	7515a	7545a	7589a	7589 c	7643
<i>Bornia sebetia</i>	?	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mimachlamys varia</i>	?	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Gibbula spp.</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,9	5,0	3,4	11,3	12,2	9,3	0,5	0,9	1,4	15,2	7,7	0,0	0,0	2,3	5,5	0,0	0,0	0,0
<i>Arca tetragona</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Patella rustica</i>	<i>bivalve</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Mytilaster minimus</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Conus mediterraneus</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,9	0,4	0,4	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Balanides</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cantharus d'orbigny</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Anomia ephippium</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Ostrea stentina</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Anomia ephippium</i>	<i>Hard substrate assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Bittium reticulatum</i>	<i>Infra littoral sands assemblage</i>	38,7	51,5	81,2	85,4	83,6	63,2	73,2	60,6	61,9	9,1	63,5	58,6	80,2	91,4	70,3	92,6	91,8	93,8
<i>Rissoa monadonta</i>	<i>Infra littoral sands assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Rissoa ventricosa</i>	<i>Infra littoral sands assemblage</i>	1,8	0,8	1,8	0,6	0,9	5,3	9,7	5,1	1,8	27,3	11,5	20,7	7,4	0,8	4,7	0,0	0,0	0,0
<i>Tricollia speciosa</i>	<i>Infra littoral sands assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Bulla striata</i>	<i>Infra littoral sands assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cerastoderma glaucum</i>	<i>Lagoonal</i>	20,7	19,1	4,2	0,3	0,0	0,3	0,4	0,9	1,4	6,1	1,9	3,4	1,2	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0
<i>Ctena decussata</i>	<i>Mixticale</i>	0,9	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Abra alba</i>	<i>Silty or muddy-sand assemblage</i>	0,9	0,4	0,3	0,0	0,0	0,6	0,4	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Venus verrucosa</i>	<i>Silty or muddy-sand assemblage</i>	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,4	0,2	0,0	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Tellina planata</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,9	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius incrassatus</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius cuvierii</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cylope neritea</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	15,3	7,1	1,3	0,1	0,0	0,3	0,2	0,5	0,9	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Donax venustus</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius mutabilis</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,9	0,0	0,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,9	0,0	3,0	0,0	3,4	1,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Nassarius corniculatus</i>	<i>Upper clean-sand assemblage</i>	0,0	0,0	0,4	0,8	0,2	1,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	6,9	0,0	2,3	7,8	5,6	4,1	4,7
<i>Tapes decussatus</i>	<i>Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas</i>	3,6	1,7	0,4	0,0	0,2	0,9	0,0	1,2	0,9	6,1	3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cerithium vulgatum</i>	<i>Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas</i>	0,9	5,0	3,2	0,8	1,4	5,0	2,7	1,8	2,8	0,0	1,9	3,4	2,5	2,0	9,4	1,9	4,1	1,6
<i>Loripes lucinalis</i>	<i>Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas</i>	5,4	2,9	1,4	0,3	0,5	5,6	7,7	11,5	19,3	15,2	3,8	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Paphia aurea</i>	<i>Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas</i>	6,3	3,7	1,3	0,3	0,4	5,6	3,4	10,8	8,3	12,1	0,0	3,4	0,0	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0
<i>Gastrea fragilis</i>	<i>Upper muddy-sand assemblage in sheltered areas</i>	0,9	0,8	0,1	0,0	0,2	0,3	0,0	0,2	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

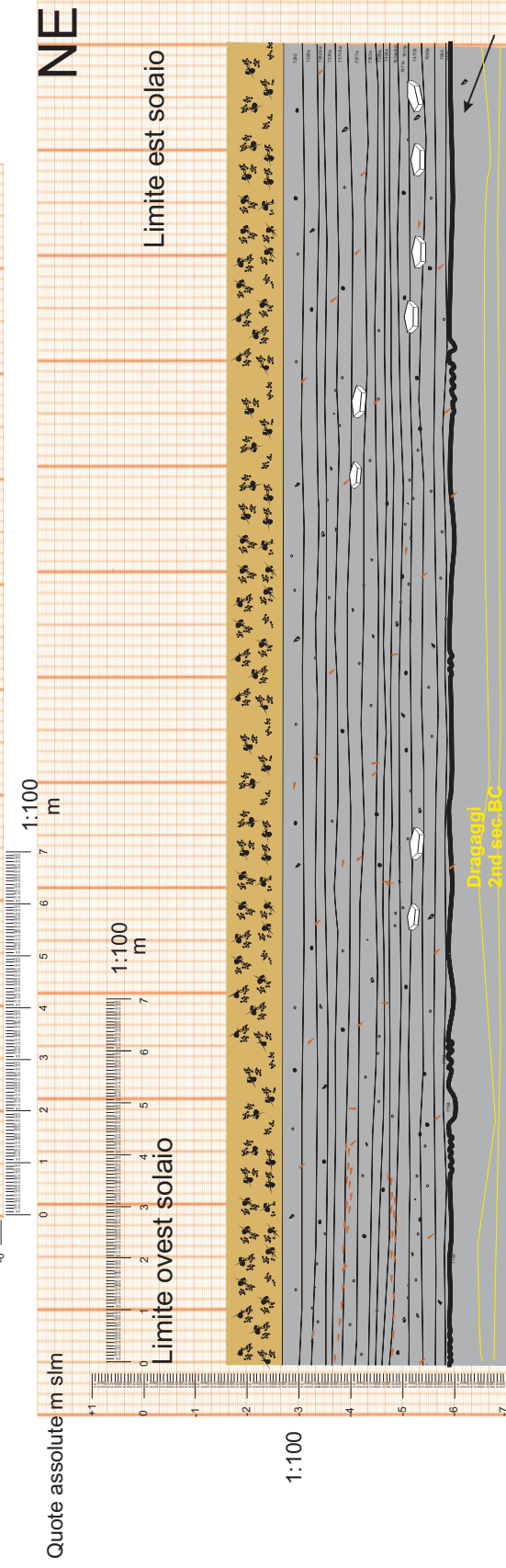
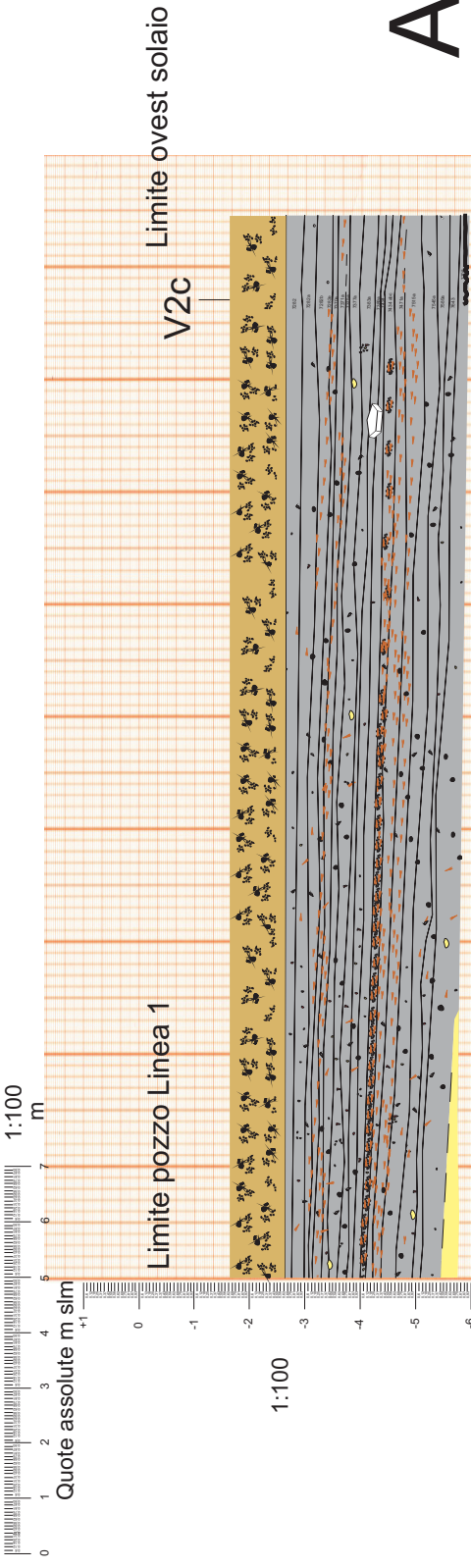
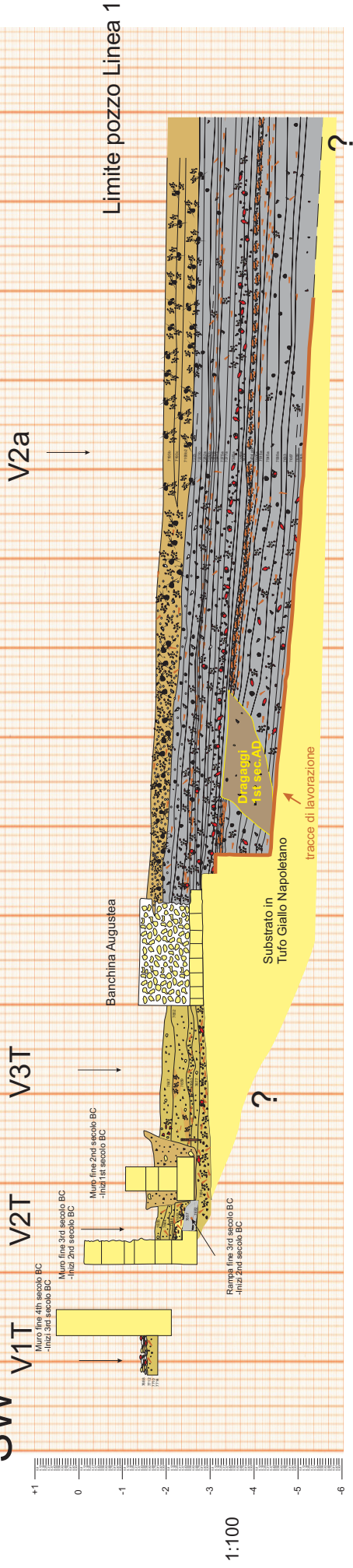
Tabella – numero di ostracodi contati nei campioni prelevati lungo la verticale v2a																											
Specie	Ambiente	7193b	7193c	7193b2	7223	7223b	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424 a	7434ab	7434c	7505a	7515a	7545a	7589a	7643	7687	7739	7745	
<i>Loxoconcha romboidea</i>	Coastal	0	0	0	0	3	0	5	3	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1		
<i>Aurilia convexa</i>	Coastal	0	0	0	0	7	0	3	5	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	5	1	1	4	1	1		
<i>Aurilia woodwardi</i>	Coastal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Costa batei</i>	Coastal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Costa edwardsii</i>	Coastal	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Cytherois frequens</i>	Coastal	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Lepthyrothere rara</i>	Coastal	0	0	0	1	8	0	0	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0		
<i>Pontocythere elongata</i>	Coastal	0	0	0	3	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	0	2		
<i>Urocythereis britannica</i>	Coastal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Urocythereis oblonga</i>	Coastal	0	0	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Illyocypris gibba</i>	Fresh water	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	2	0		
<i>Potamocypris sp</i>	Fresh water	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Xestoleberis sp</i>	Lagoonal	0	0	5	19	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Bardia sp</i>	Marine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Basslerites berchoni</i>	Marine	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Paracytheridea depressa</i>	Marine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Semicytherura cf. alifera</i>	Marine	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
<i>Semicytherura spp</i>	Marine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
		0	0	0	10	44	1	8	13	3	3	0	0	5	0	0	0	0	1	7	4	8	4	4	8		

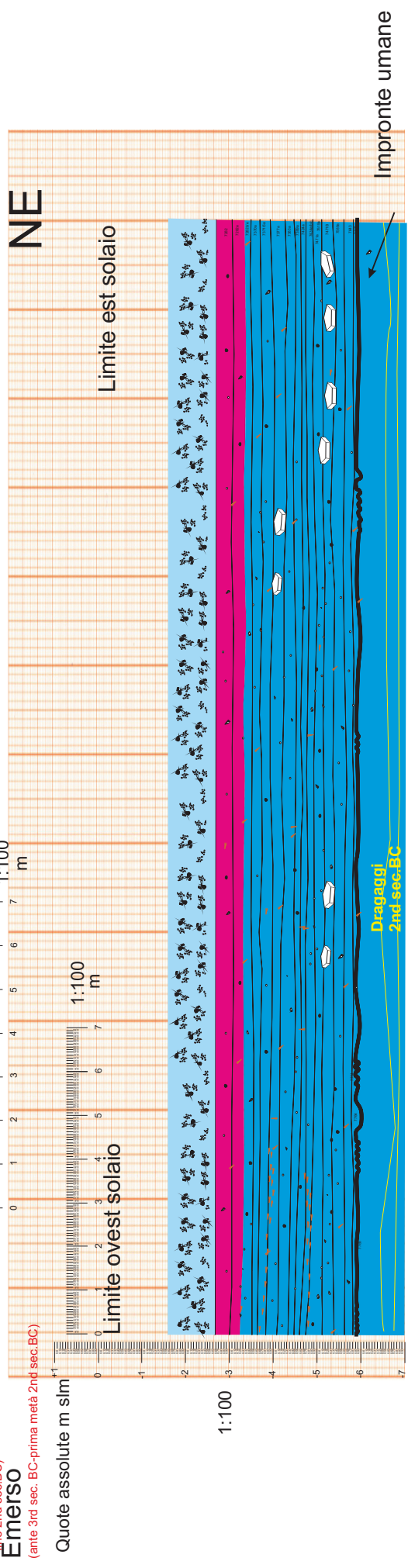
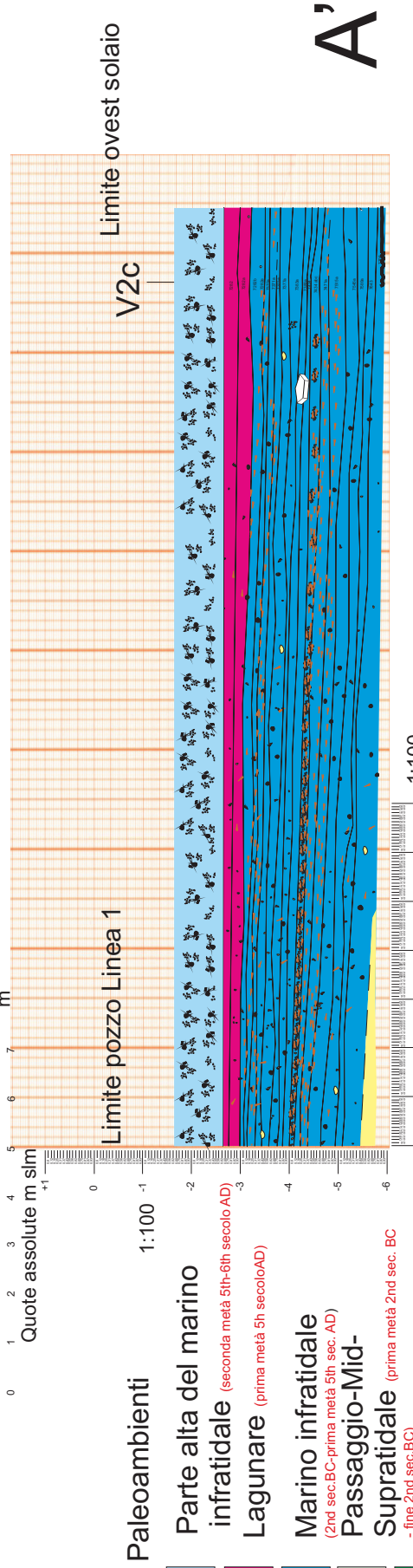
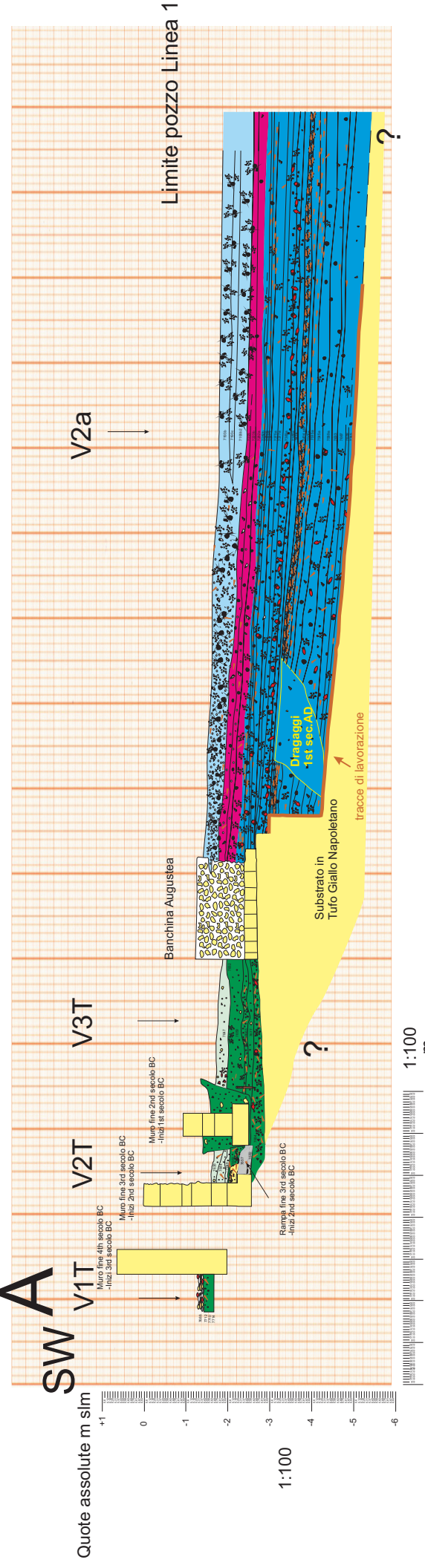
Tabella – numero di ostracodi contati nei campioni prelevati lungo la verticale v2c																			
Specie	Ambiente	7282	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424	7434bc	7505a	7515a	7545a	7589a	7589c	7643
<i>Loxoconcha romboidea</i>	Coastal	1	1	94	10	3	15	0	8	3	4	1	0	2	0	2	2	1	1
<i>Aurilia convexa</i>	Coastal	0	0	21	8	1	8	0	5	1	1	3	1	4	3	1	1	3	1
<i>Aurilia woodwardi</i>	Coastal	0	0	19	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Urocythereis oblonga</i>	Coastal	0	0	6	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Urocythereis britannica</i>	Coastal	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepthyrothere rara</i>	Coastal	10	0	20	1	0	3	0	20	0	4	6	3	1	5	0	0	0	0
<i>Costa edwardsii</i>	Coastal	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Costa batei</i>	Coastal	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pontocythere elongata</i>	Coastal	0	0	0	9	0	1	0	5	3	1	1	0	1	1	0	1	0	1
<i>Cytherois frequens</i>	Coastal	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Semicytherura spp</i>	Marine	0	0	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Semicytherura cf.alifera</i>	Marine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bardia sp</i>	Marine	0	0	21	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Basslerites berchioni</i>	Marine	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paracytheridea depressa</i>	Marine	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Xestoleberis sp</i>	Lagoonal	2	1	39	11	6	12	0	1	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0
		13	2	240	44	16	42	0	42	7	17	13	4	9	9	3	4	4	3

Tabella – percentuale di ostracodi nei campioni prelevati lungo la verticale Logv2a																										
Specie	Ambiente	7193b	7193c	7193b2	7223	7223b	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424 a	7434ab	7434c	7505a	7515a	7545a	7589a	7643	7687	7739	7745
<i>Loxoconcha romboidea</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	0,0	62,5	38,1	0,0	0,0	0,0	0,0	80,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,3	25,0	25,0	12,5	25,0	25,0	12,5
<i>Aurilia convexa</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	15,9	0,0	37,5	23,5	0,0	0,0	0,0	0,0	20,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0	71,4	25,0	25,0	50,0	25,0	25,0	12,5
<i>Aurilia woodwardi</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Costa batei</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Costa edwardsii</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Cytheroideis frequens</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Leptocythere rara</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	10,0	18,2	0,0	0,0	7,7	66,7	33,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	14,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Pontocythere elongata</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	30,0	0,0	0,0	0,0	30,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	50,0	37,5	0,0	50,0	50,0
<i>Urocythereis britannica</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Urocythereis oblonga</i>	Coastal	0,0	0,0	0,0	10,0	4,5	100,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Illyocypris gibba</i>	Fresh water	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	66,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	50,0	0,0	0,0	50,0	0,0	25,0
<i>Potamocypris</i> sp	Fresh water	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Xestoleberis</i> sp	Lagoonal	0,0	0,0	0,0	50,0	43,2	0,0	0,0	0,0	33,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Bardia</i> sp	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Basslerites berchioni</i>	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Paracytheridea depressa</i>	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Semicytherura cf. alifera</i>	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Semicytherura</i> spp	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tabella – percentuale di ostracodi nei campioni prelevati lungo la verticale v2c																			
Specie	Ambiente	7282	7282a	7282b	7282e	7370a	7371a	7375a	7377a	7383a	7389a	7424	7434bc	7505a	7515a	7545a	7589a	7589c	7643
Xestoleberis sp	Lagoonal	15,4	50,0	16,3	25,0	37,5	28,6	0,0	2,4	0,0	29,4	15,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Loxoconcha romboidea	Coastal	7,7	50,0	39,2	22,7	18,8	35,7	39,2	19,0	42,9	23,5	7,7	0,0	22,2	23,0	66,7	50,0	25,0	33,3
Aurilia convexa	Coastal	0,0	0,0	8,8	18,2	6,3	19,0	0,0	11,9	14,3	5,9	23,1	25,0	44,4	33,3	33,3	25,0	75,0	33,3
Aurilia woodwardi	Coastal	0,0	0,0	7,9	4,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Urocythereis oblonga	Coastal	0,0	0,0	2,5	0,0	12,5	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Urocythereis sp.	Coastal	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Leptocythere rara	Coastal	76,9	0,0	8,3	2,3	0,0	7,1	0,0	47,6	0,0	23,5	46,2	75,0	11,1	55,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Costa edwardsii	Coastal	0,0	0,0	0,0	2,3	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Costa batei	Coastal	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pontocythere elongata	Coastal	0,0	0,0	0,0	20,5	0,0	2,4	0,0	11,9	42,9	5,9	7,7	0,0	11,1	11,1	0,0	25,0	0,0	33,3
Cytheroideis frequens	Coastal	0,0	0,0	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Semicytherura spp	Marine	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Semicytherura cf.alifera	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Bardia sp	Marine	0,0	0,0	8,8	4,5	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Basslerites berchioni	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Paracytheridea depressa	Marine	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Quote assolute m slm
SW A





ALLEGATO 3

Cantiere «Municipio»



●^{sa53} Sondaggi (1998-2013)

Evidenze archeologiche



Edificio Tardo Antico



- Relitti(1st-3rd secolo AD)



— Moli e Pontili (1st-3rd secolo AD)



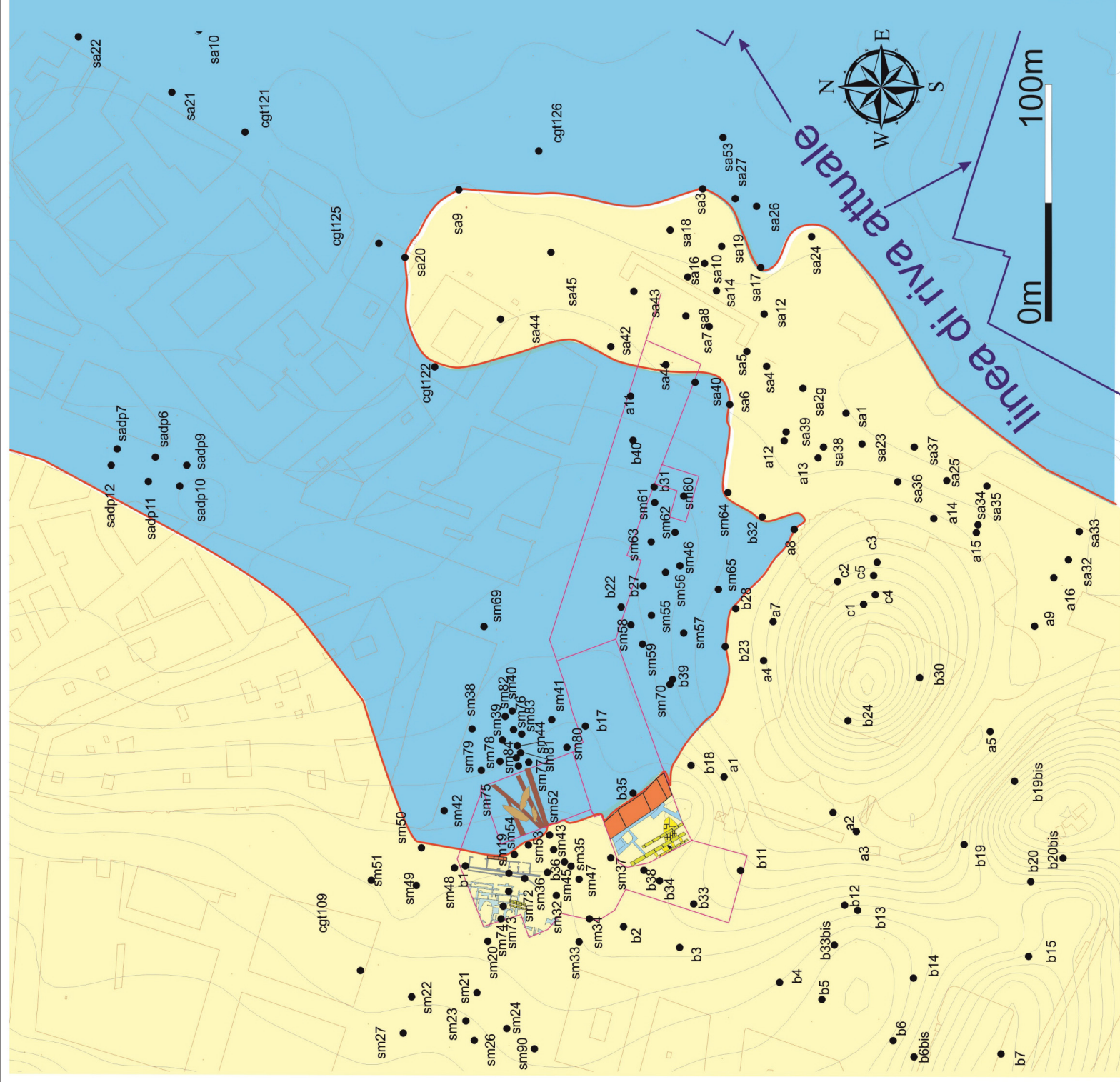
Terme (1st-2nd secolo AD)



Muri Ellenistico-Romani

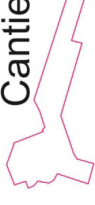


Rampa Ellenistico-Romana



ALLEGATO 4

Cantiere «Municipio»



● sa53 Sondaggi (1998-2013)

Evidenze archeologiche



Edificio Tardo Antico



Banchina Augustea



Relitti(1st-3rd secolo AD)



Moli e Pontili(1st-3rd secolo AD)



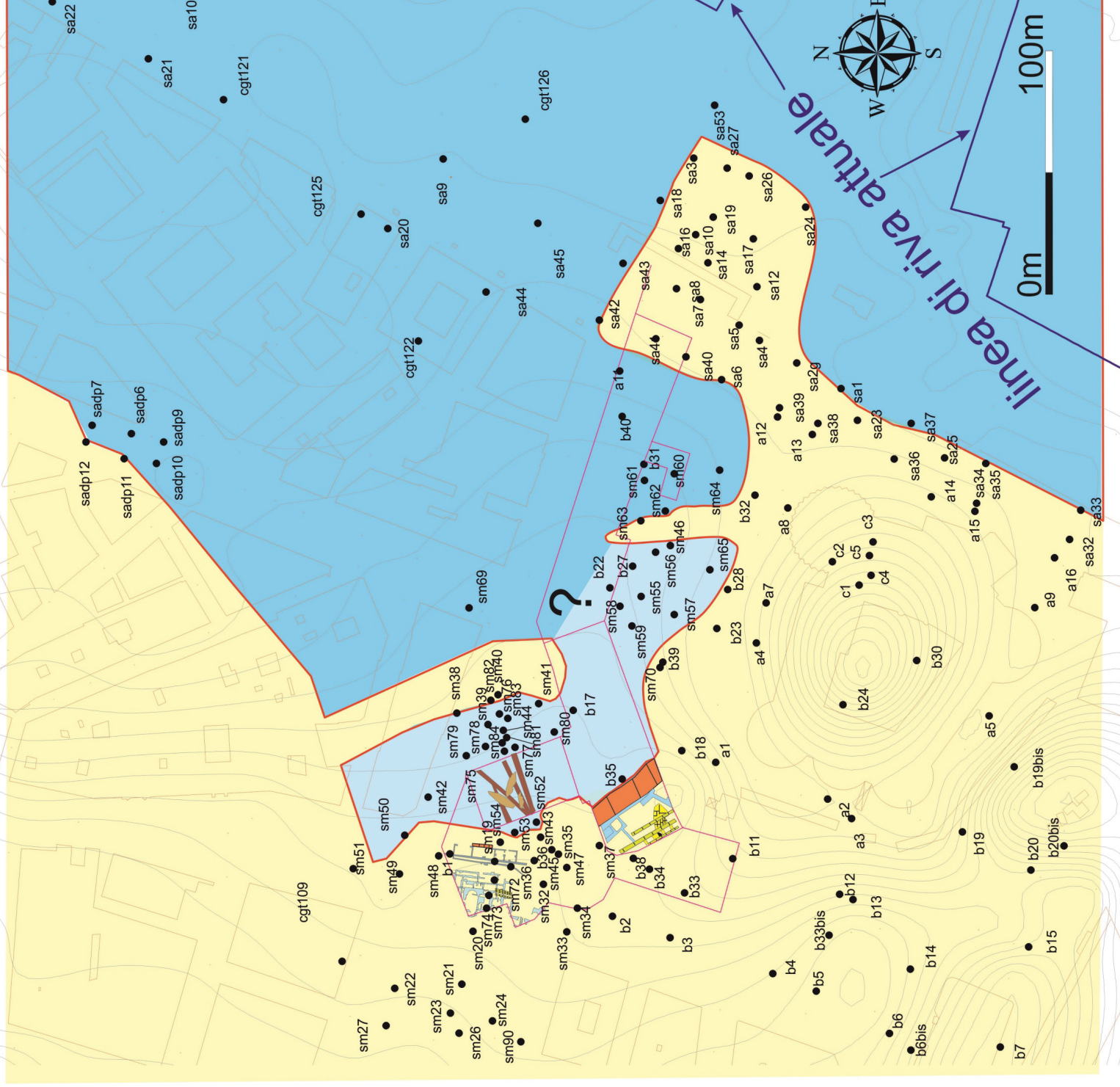
Terme (1st-2nd secolo AD)



Muri Ellenistico-Romani



Rampa Ellenistico-Romana



•^{sa53} Sondaggi (1998-2013)



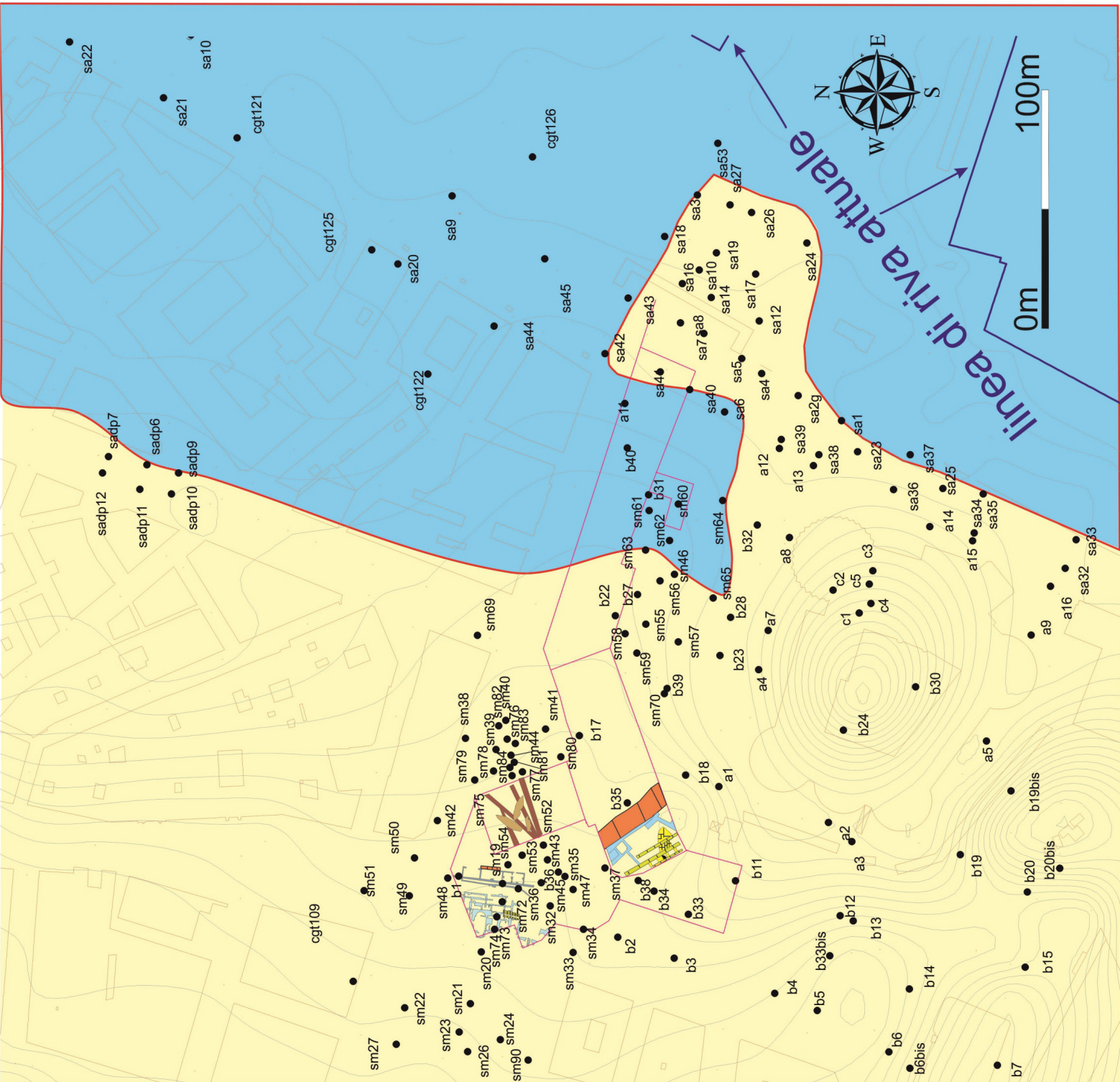
Edificio Tardo Antico

Relitti(1st-3rd secolo AD)

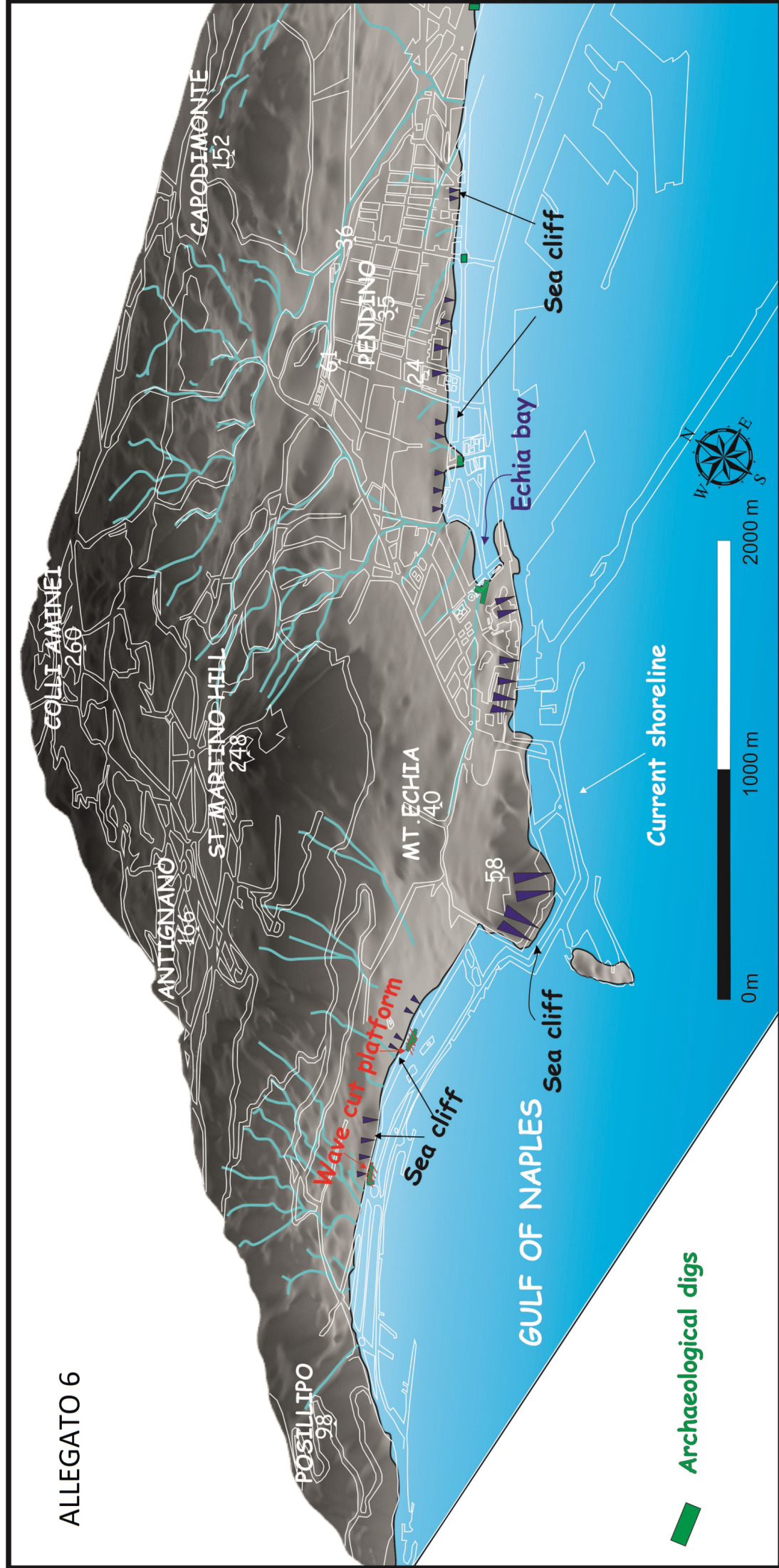
Terme (1st-2nd secolo AD)



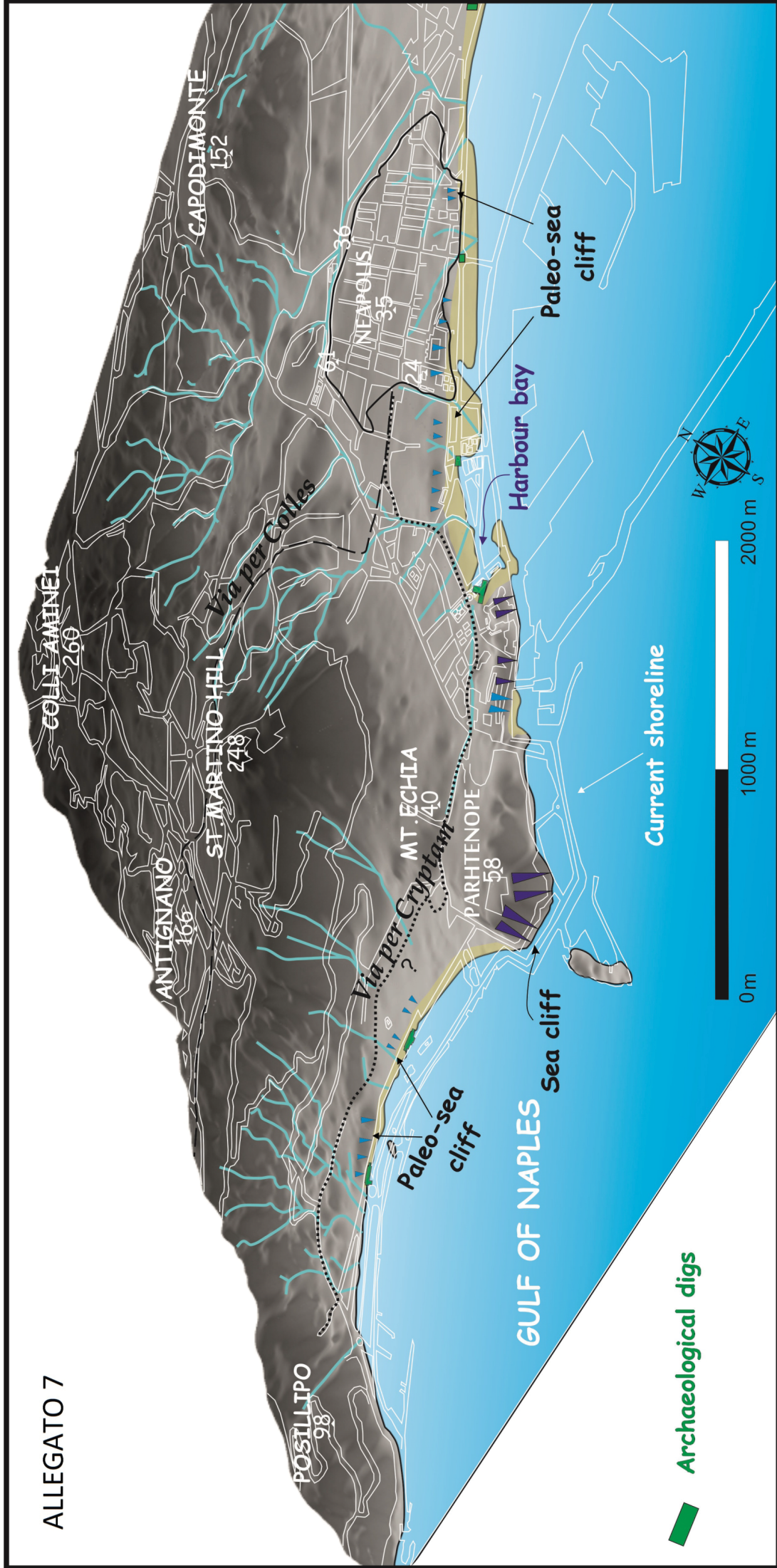
Rampa Ellenistico-Romana



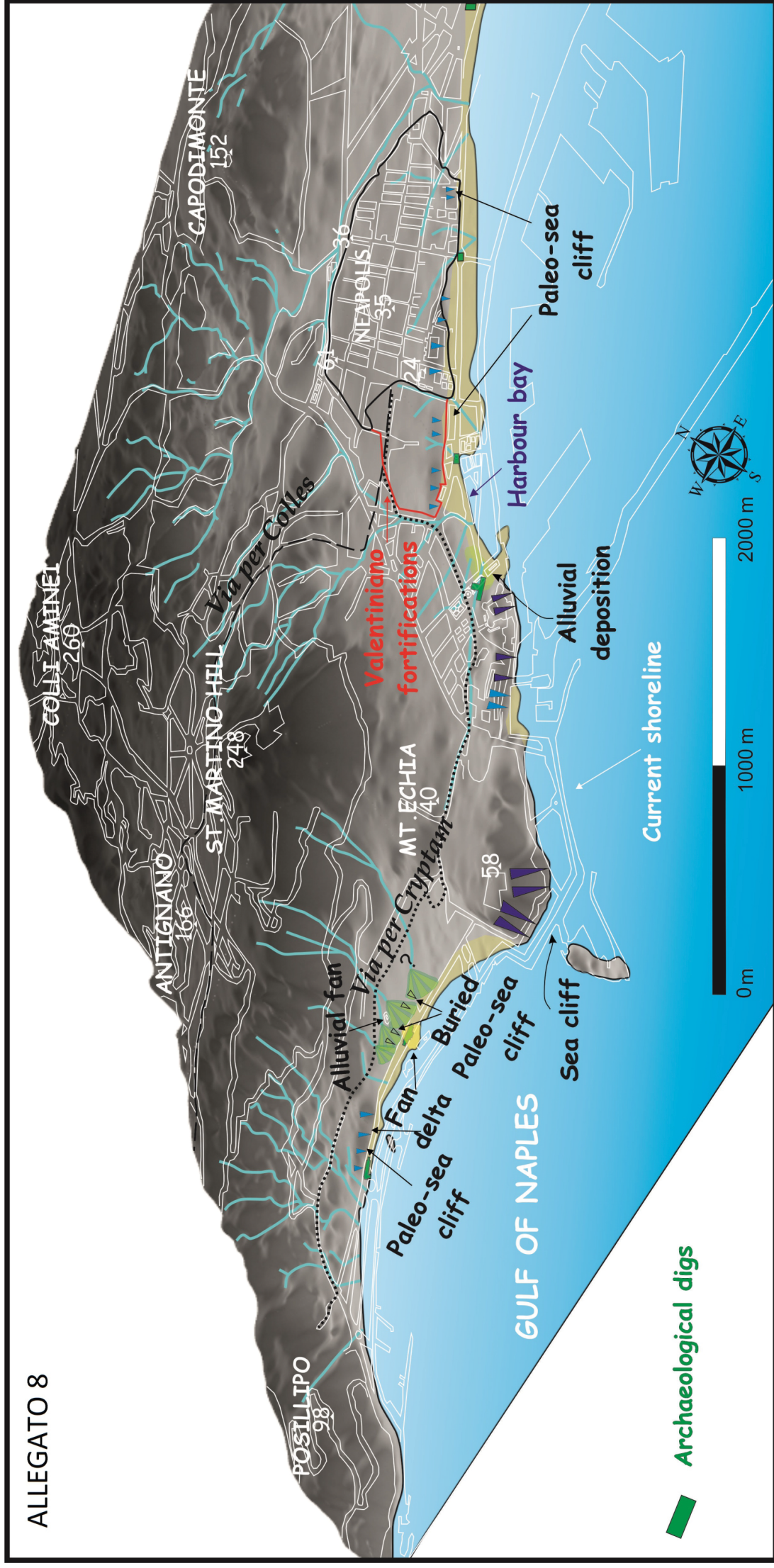
ALLEGATO 6



ALLEGATO 7



ALLEGATO 8



ALLEGATO 9

